

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 190

Magnus Ripa

Beskrivning till berggrundskartan

Säfsnäs SO

Description to the map of solid rocks

Säfsnäs SO

Uppsala 1998

ISSN 0586-1543
ISBN 91-7158-579-6

För information om jordarter och grundvatten hänvisas till jordartskartor (SGU serie Ae) samt hydrogeologiska kartor (SGU serierna Ag och Ah).

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 670
751 28 UPPSALA
Tel 018-17 90 00

Omslagsbild: Amfibolitgång som slår genom felsisk metavulkanit strax väster om Yxsjöberg (se fig. 15).

Alla fotografier i denna publikation är tagna av Magnus Ripa.

© Sveriges Geologiska Undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: TK i Uppsala AB, 1998

INNEHÅLL

Inledning	5
Metodik	5
Berggrundens bildning och utveckling	6
Bergarterna	10
Geologi och petrografi	10
Äldsta ytbergarter	11
Metavulkaniska bergarter	11
Metasedimentära bergarter	17
Skarn associerat med äldsta ytbergarter	18
Äldsta intrusivbergarter	19
Mafiska och ultramafiska intrusivbergarter	19
Felsiska intrusivbergarter	21
Amfibolitgångar	25
Yngre intrusivbergarter	28
Synorogena graniter av Malingsbo-, Enkullen- och Fellingsbrotyp	28
Syn- till postorogena intrusivbergarter av TMB-typ	33
Mafiska intrusivbergarter	33
Felsiska intrusivbergarter	34
Skarn associerat med yngre intrusivbergarter	37
Diabas	39
Kemisk sammansättning (geokemi)	40
Petrogenetiska aspekter	47
Strukturgeologi	54
Omvandlingar	56
Hydrotermala omvandlingar	56
Metamorfa omvandlingar	58
Malmer	59
Nyttosten	60
Industrimineral	61
Byggnadssten	61
Krossberg	61

Summary	62
Introduction	62
Geology	62
Petrography	63
Supracrustal rocks	63
Older plutonic rocks	64
Older mafic dykes	64
Younger plutonic rocks	64
Dolerite	65
Alterations	65
Hydrothermal alteration	65
Metamorphism	66
Structural geology	66
Economic geology	66
Mineralisations	66
Industrial minerals	67
Filling materials	67
Litteraturlista	68
Tabell	73

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN SÄFSNÄS SO

AV
MAGNUS RIPA

Inledning

Reguljär berggrundsgeologisk undersökning bedrevs under fältsäsongerna 1990–93 i det område som motsvaras av topografiska kartbladet (skala 1:50 000) 12E Säfsnäs SO. Arbetet leddes av författaren. Medhjälpare var Martin Ahl, Birgitta (Bitten) Bygghammar, Karin Högdahl, Gunilla Otterberg och Olaf Svenningsen, vilka tillsammans har karterat ungefär halva området. Tolkningar och eventuella felaktigheter som gjorts i samband med denna undersökning ansvarar dock undertecknad för.

Tidigare geologiska och geofysiska arbeten i området har utförts av Lindroth (1922), Magnusson och Lundqvist (1932, 1933), Magnusson (1940), Hjelmqvist (1966) och Nisca (1980). Över områden med metavulkaniska bergarter finns dessutom geologiska kartor i skala 1:10 000 framtagna av LKAB (sedemera SGAB) Prospekterings AB, Håksberg. Kartorna har välvilligt ställts till SGUs förfogande av framlidne Stig Bjurstedt (LKAB) och av Lars-Gunnar Andersson (SGAB). I de flesta fall har tolkningen av bergarterna i de äldre arbetena stämt överens med den föreliggande.

I omgivande områden föreligger modernt geologiskt underlag på kartbladen 11F Filipstad NV (Björk 1986), 11F Filipstad NO (Lundström 1995) och 12F Ludvika SV (Strömberg 1988).

Metodik

De metoder och den bergartsindelning som använts vid undersökningen följer i allt väsentligt de som beskrivits av Wikström (1981). När det gäller nomenklatur av vulkaniska bergarter och begrepp har McPhie m.fl. (1993) följts i tillämpliga delar. Viss nomenklatur, speciellt avseende orogener, följer Wahlgren m.fl. (1996). Beteckningen gråröd avser att en bergart är röd med grå inslag. Beteckningar som svart-vit och grön-vit avser att bergarten har olikfärgade mineralkorn på ett sätt som inte tillåter en för ögat gradvis sammanmältning (t.ex. p.g.a. kornstorlek).

I hållrika områden med förmodat enhetlig geologi (områden med plutoniska bergarter) har undersökningen förlagts längs profiler. I hållfattiga områden har hållinformationer extrapolerats till sammanhängande områden med hjälp av flyggeofysiska kartor.

Platsangivelser sker med geografiska namn, som kan hittas på topografiska kartan, och den alfanumeriska koden (enl. Lantmäteriverket) för det ekonomiska kartbladet (inom parentes). Provers eller enstaka lokalers lägen anges med koordinater enligt Rikets Nät.

Berggrundens bildning och utveckling

Följande avsnitt beskriver förenklat hur bergarterna inom det undersökta området kan ha bildats och utvecklats. Tolkningen följer de vetenskapliga teorier för Berslagens geologi som framlagts under senare tid. För att öka läsbarheten har litteraturhänvisningar utelämnats. Dessa och andra data som ligger till grund för tolkningen redovisas i efterkommande avsnitt.

Berggrunden inom området började bildas för ca 1900 miljoner år (Ma) sedan under den s.k. svekokarelska orogenesen (bergskedjebildande process). Då avsattes de vulkaniska bergarter, som dominerar i områdets sydöstra delar, på ett numera inte exponerat, och därmed okänt, underlag av ännu äldre berggrund. Vulkaniter är magmatiska bergarter, dvs. bergarter bildade av smält berg (magma), och processer som bildar sådant måste ha verkat i bergslagsområdet vid tiden för ca 1900 Ma sedan. I nutid bildas vulkaniska bergarter t.ex. på Nya Zeeland genom att plattor i jordskorpan glider ner under varandra, s.k. subduktion, varvid den sjunkande plattan delvis smälter upp. Det smälta berget kan genom densitetsskillnader stiga uppåt och tränga in i den överliggande plattan för att där långsamt stelna och bilda en intrusivbergart. En del magma stiger upp till jordytan och bildar då vulkaniska bergarter.

Den kemiska karaktären hos magmor är till en del beroende på tjockleken och sammansättningen på överliggande platta. Detta beror i första hand på att ju tjockare plattan är, desto högre är trycket där den första smältan bildas. Trycket påverkar uppsmältningsgraden, vilket i sin tur har betydelse för sammansättningen. Dessutom beror det på att ju tjockare en platta är, desto längre tid tar det för en magma att tränga genom den, och ju längre tid det tar att tränga genom, desto mer kan magman utvecklas och förändras genom reaktioner med omgivande berg. Kvartsrikedomen i huvuddelen av de vulkaniska bergarterna i Bergslagen tyder på att den överliggande plattan varit relativt tjock och san-

nolikt av s.k. kontinental karaktär.

Vulkaniter avsätts på jordytan antingen som tuffer vid explosiva vulkanutbrott eller som lavar vid lugnare utbrott. Dessutom kan magmor stelna under, men nära, jordytan och bilda s.k. subvulkaniska intrusioner. Sannolikt finns alla dessa kategorier (vulkaniska facies) representerade inom området. Tuffer, som är lättast att känna igen, förekommer t.ex. stratigrafiskt under och vid de flesta malmer och mineraliseringar. Eftersom de lokalt förekommer sammanlagrade med kalkstenar, vilka bildas i varmt och därmed grunt vatten, kan man utgå från att också tufferna avsatts i relativt grunt vatten. Vulkaniternas kemiska egenskaper antyder att vattnet varit salt, dvs. havsvatten. Vulkaniter, som antingen är lavar eller subvulkaniska intrusioner, förekommer också i området, men kan inte särskiljas med mindre än att man kan se gränsen (kontakten) mot omgivande berggrund. På grund av den låga blottningsgraden är ganska få bergartsgränser exponerade och en exakt klassificering svår att göra. Dock kan bergarterna lokalt ha diffusa övergångszoner mot mer grovkorniga och uppenbart intrusiva bergarter, och en klassning som subvulkanit är då möjlig. Ovanstående aspekter är av intresse för eventuella malmletare (prospektörer) eftersom modern forskning kring bildning av vissa sulfidmalmer av basmetalltyp (koppar, zink, bly) visat betydelsen av att kunna identifiera vilka vulkaniska bergarter som avsatts i havsmiljö och vilka som är tuffer och subvulkaniska bergarter.

De vulkaniska tufferna avsattes alltså i en relativt grund havsbassäng. Då de landade i vattnet sjönk tyngre partiklar snabbare till botten än lätta. Detta gav upphov till en lagring (S_0) i form av grova, fragmentförande skikt som gradvis övergår uppåt till fint skiktade lager av finkornigt material (vulkaniska sand- till siltavlagringar). Samtidigt med de senare kunde lokalt även kalkhaltiga sediment avsättas. På en del håll i Bergslagen, t.ex. i Grythytte- och Salaområdena, kan man se att kalkstenarna har s.k. stromatolitstruktur, dvs. är domformade bildningar av kolonilevande alger. Varje enskilt vulkanutbrott kan ha givit upphov till en sekvens som den nyss beskrivna. Stratifieringen av grövre till finare material, och överst aska med eller utan kalkstensinlagringar, kan upprepas flera gånger i den del av Bergslagens stratigrafi som representerar den mest aktiva vulkaniska perioden.

De vulkaniska sedimenten var tämligen porösa och hålrummen fylldes med havsvatten. Det salta grundvattnet kom att cirkulera genom sedimenten p.g.a. att uppvärmt vatten (nära t.ex. en vulkankrater med magma) stiger, medan kallare och tyngre vatten sjunker. Det uppvärmda vattnet reagerade med och lade tungmetaller, som järn, mangan, koppar, zink, bly, silver och guld, ur de vul-

kaniska sedimenten. När det metallhaltiga vattnet träffade färskt havsvatten vid eller nära havsbotten fälldes metallerna ut som sulfider och oxider, och mineraliseringar bildades. De zoner i vulkaniterna som urlakats av och/eller reagerat med havsvattnet kan fortfarande identifieras genom att berget har en anomal kemisk eller mineralogisk sammansättning. Då zonerna av omvandlat berg har ett rumsligt förhållande till malm är det viktigt att identifiera dem.

Efter den mest intensiva vulkaniska fasen stelnade resterande magmor inne i jordskorpan långsamt till mer eller mindre grovkorniga s.k. äldre intrusivbergarter. Dessa består av granit, med likartad kemisk och mineralogisk sammansättning som vulkaniterna, till gabbro och ultramafiska bergarter. Dessa bergarter bildades för ca 1890–1850 Ma sedan. Att intrusivbergarterna har lägre åldrar än vulkaniterna beror på att man daterar (åldersbestämmer) stelnings- eller kristallisationsåldern; magmor som hamnar på jordytan kyls snabbt av och stelnar i det närmaste omedelbart, medan de på stora djup kan förbli i flytande form i tiotals miljoner år innan de stelnar.

Ytbergarterna (vulkaniter, kalkstenar och malmer) och delvis även de äldre intrusivbergarterna utsattes för kompression i form av horisontella krafter, varvid ytbergarterna veckades ner i trågliknande, s.k. synklinaler mellan intrusivbergarterna. Möjligen orsakades deformationen helt enkelt genom intrusionerna av de senare. De ursprungligen mer eller mindre horisontellt avsatta lagren av ytbergarter står därför sedan dess nästan vertikalt. Andra tecken på denna deformation är en penetrativ (genomgående) foliation (förskiffning; S_1) i ytbergarterna. S_1 är i allmänhet ungefär parallell med lagringen i ytbergarterna, och kan observeras i områdets sydostligaste delar (0i och j).

Krafterna ändrade sedan karaktär från kompressiva till extensiva. Yt- och djupbergarterna genomsattes av stora mängder basiska gångbergarter. I Yxsjöbergs gruva (1i) har man observerat hur basiska gångar klipper de veckade ytbergarterna. Mängden gångar är lokalt väldigt stor; av fem kilometer berg i Yxsjöbergsområdet utgörs inte mindre än 600 meter av sådana gångar. Lokalt förekommer små järnsulfidmineraliseringar vid kontakterna mellan basiska gångar och äldre berggrund.

Bergarterna hamnade p.g.a. deformationen längre ner i jordskorpan. Vid de högre tryck och temperaturer som rådde där blev en del mineral eller mineralkombinationer inte längre stabila. De omvandlades eller omkristalliserade. Påtagliga exempel på reaktioner mellan olika mineral i vulkaniter, kalkstenar och malmer förekommer intill de flesta mineraliseringar i Bergslagen i form av s.k. skarn. Omvandlingarna kallas metamorfos och markerar kulminationen under

den svekokarelska orogenesen. Studier av mineral som bildades under metamorfosen visar att temperaturer på över 500°C rådde. Detta motsvarar ett djup i jordskorpan på minst 10–15 kilometer och ett tryck på 3–4 kilobar. För att bergarternas metamorfa prägel ska framgå benämns de antingen med prefixet ”meta-”, som i t.ex. metavulkanit, eller med speciella namn, som t.ex. amfibolit (metabasit) och marmor (metakalksten).

Längre ner i jordskorpan smälte bergarterna delvis upp under metamorfosen. Det visar sig i form av s.k. synorogena svekokarelska massiv av granitiskt material med xenoliter (brottstycken av berg) av den äldre, metamorfa berggrunden. Proportionerna av yngre, granitiskt material och xenoliter växlar. Dateringar visar att det granitiska materialet stelnade för ca 1820–1750 Ma sedan. Då smältor kan ta lång tid att stelna till grovkorniga bergarter bör metamorfosens termala höjdpunkt ha varit några miljoner år tidigare.

I samband med att de synorogena smältorna stelnade avgavs metallrika lösningar. En del metaller fälldes ut som sulfider i de delar av graniten som stelnat först. Därigenom förekommer t.ex. i den finkorniga graniten vid Pingstaberget (1j) disseminerad molybdenglans (MoS_2). Andra metaller fördes ut i omgivande berggrund. På åtminstone två ställen inom området, Yxsjöberg (1i) och Sandudden (2j), ledde detta till att volframmalmer bildades i de äldre kalkstensstråken. Även järnmalmsstråket vid Södra Barnfallet (1j), strax intill Pingstabergetsgraniten, bär spår av denna sena mineraliseringsfas.

Samtidigt med den svekokarelska kulminationen uppstod längre mot väster en magmatisk fas, varvid ultramafiska till granitiska plutoniter tillhörande det s.k. Transskandinaviska Magmatiska Bältet (TMB) bildades. Bergartssviten domineras av kvartsmonzonitiska led och anses traditionellt vara postorogen i relation till den svekokarelska orogenesen. Bergarterna förekommer i områdets sydvästra del, men också vid Skattlösberget (4i).

De yngsta bergarterna inom området är diabasgångar. De bildades för ca 1000–900 Ma sedan. Sannolikt är deras intrusion relaterad till blockrörelser i jordskorpan i samband med den s.k. svekonorvegiska orogenesen.

Den mest utbredda, penetrativa deformation (D_2) som drabbat bergarterna i området representeras av en foliation (S_2) som stryker ost–västligt till sydväst–nordostligt. De basiska gångarna i Yxsjöbergsområdet förefaller att vara transponerade (indragna) i denna riktning. Gångarna är folierade parallellt kontakten i sina kylkontakter mot sidoberget, men är i sina inre delar stängliga med lineationer som stupar medelbrant åt ost eller nordost. Det syn- till senorogena granitmassivet vid Pingstaberget (1j) är inte drabbat av D_2 , vilket tolkas som att

deformationen som yngst är synorogen. D_2 följdes av D_3 , och S_2 -foliationen klipps av, eller dras in i, en västnordväst–östsydostligt strykande foliation (S_3), vilken är tydligt utbildad vid Silkesbergs gruvfält och Lammitjärnen (2i–j). Amfibolitgångar strax norr om Lammitjärnen är transponerade parallellt S_3 . Åldersmässigt är D_3 synorogen eftersom S_3 -foliation finns i syn- till senorogena massiv och gångbergarter, men klipps lokalt av dito pegmatitgångar. Den yngsta deformationsfasen, D_4 , resulterade i två, möjligtvis konjugerande, riktningar på skjuvzoner. Zonerna stryker nordnordväst–sydsydostligt och ungefär parallellt med S_2 . D_4 -skjuvzonerna är, till skillnad från de äldre, begränsade till distinkta, meterbreda myloniter (p.g.a. deformation finkorniga bergarter). Vid sidan om dessa zoner syns nästan ingen påverkan i berget. Lineationerna är branta och relativa rörelser var nästan vertikala och normala¹. D_4 -deformationen drabbade de postorogena plutoniterna, men det är oklart om den drabbade diabasgångarna. De nordnordväst–sydsydostligt strykande zonerna är parallella med svekonorvegiska skjuvzoner, vilka förekommer väster om det undersökta området, och ett släktskap kan inte uteslutas.

Bergarterna

I detta kapitel beskrivs bergarternas fältmässiga och texturella förhållanden, samt deras mineralogiska sammansättning. Vidare beskrivs kemiska sammansättningar och en del petrogenetiska aspekter härav.

GEOLOGI OCH PETROGRAFI

Petrografi avser beskrivning av bergarter och består av två delar. Den ena är den makroskopiska, som görs i fält efter okulär besiktning av hällytan och eventuellt lösslagna provbitar med blotta ögat och genom lupp. Den anger färg, kornstorlek, textur och struktur (primära och sekundära) hos bergarterna. Den andra är den mikroskopiska, som görs på s.k. tunnslipsprover. Den mikroskopiska undersökningen omfattar bestämning av ingående mineral, mineralens halt i bergarten (modalsammansättning) och deras inbördes relationer.

Bestämning av modalsammansättningar har gjorts på representativa prover. Behjälpliga vid detta arbete var Carin Ivarsson, Sven Lundqvist och Roger Törnberg. Bestämningarna redovisas i stapeldiagram, vilka hänvisas till i texten.

¹ Skjuvzoner och förkastningar är, i stort sett, plan längs vilka berget rört sig. Planet kan vara orienterat från horisontellt till vertikalt. Den relativa rörelsen mellan bergblocken på ömse sidor om planet kan vara vertikal och/eller horisontell. Om skjuvplanet stupar (lutar) och det block som ligger över planet åker relativt sett ner, kallas rörelsen "normal". Om blocket åker upp kallas rörelsen "revers". Rörelser i horisontalld benämns "höger- eller vänstervridna" beroende på relativ förskjutning.

**Äldsta ytbergarter
(Svekofenniska bergarter)**

Metavulkaniska bergarter
(gul färg på kartan)

Den geografiska utbredningen av metavulkaniterna i området framgår av fig. 1.

Till färgen är områdets metavulkaniter för det mesta gråa, gråröda, röda eller ljusröda. Även rödgråa, vita eller gråvita varieteter förekommer. De är dominerande finkorniga, medan mycket finkorniga eller medelkorniga metavulkaniter är sällsynta. Medelkorniga varieteter har bara observerats som xenoliter i den yngre berggrunden. Lokalt är metavulkaniterna fragmentförande.

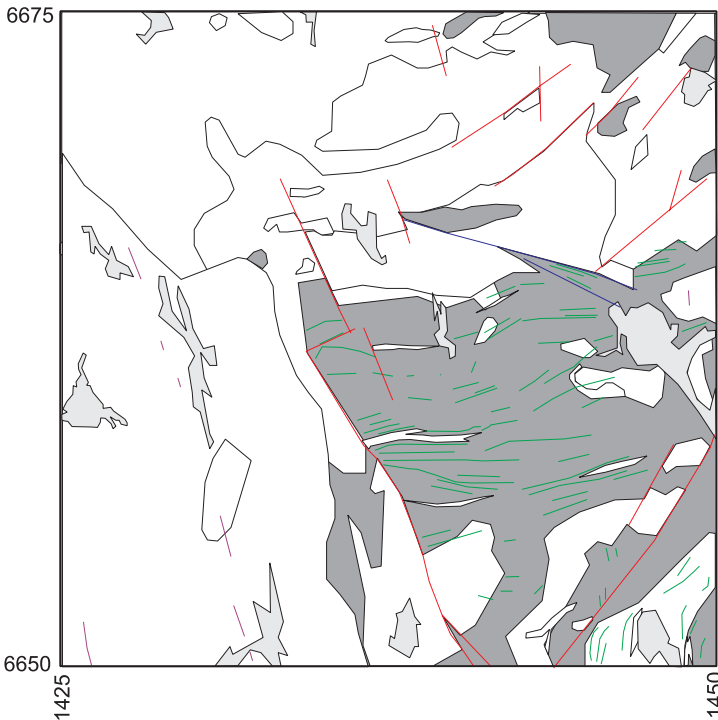


Fig. 1. Utbredning av metavulkaniter (mörkare grå områden; ljust grå områden är större sjöar). Endast större, sammanhängande områden är markerade..

Areal extent of metavolcanic rocks (dark grey areas; light grey areas denote major lakes).



Fig. 2. Skarnskiktad tuffit genomslagen av metabasitgång (Brattbergshäll och västerut, 665425/144920; linsskyddet är ca 6 cm i diameter). Foto M. Ripa.

Skarn-altered layers in bedded metavolcanic rock (lens cap is appr. 60 mm wide).



Fig. 3. Skiktad metavulkanit (VNV om Svarttjärnen, 666235/143660; pennan är 15 cm lång). Tektonisk överpräglning. Foto M. Ripa.

Bedded metavolcanic rock (pen is 150 mm long).

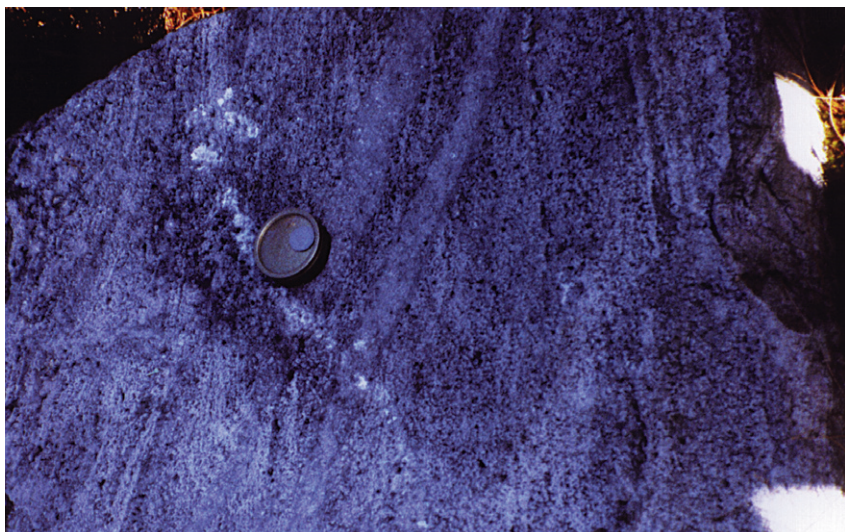


Fig. 4. Kvarts-fältspatporfyrisk, flödesbandad metavulkanit (N om Karjusmossen, 665410/144565). Foto M. Ripa.

Quartz-feldspar-phyric, flow-banded metavolcanic rock (snuff box is 70 mm in diameter).

I anslutning till malmer och mineraliseringar är metavulkaniterna lokalt skarn- och/eller glimmeromvandlade. I det förra fallet är de lokalt granat-, amfibol- eller pyroxenförande till -porfyroblastiska.

Primärt är metavulkaniterna antingen massivt strukturlösa eller lagrade. Generellt sett är de porfyriska metavulkaniterna strukturlösa, medan jämnkorniga vulkanogena sand- till siltstenar är fint lagrade eller skiktade (fig. 2 och 3). Dock förekommer undantag där även porfyriska metavulkaniter uppvisar lagring. Lokalt har flödesbandad porfyr observerats (fig. 4; 665399/144533). På kartan har metavulkaniternas karaktär endast markerats i anslutning till gjorda observationer. I områden där utbredningen baseras enbart på geofysiska data har överbeteckningar utelämnats. Sekundära (tektoniska) strukturer som foliation eller stänglighet förekommer nästan utan undantag. Lokalt är metavulkaniterna även breccierade, förande läkta sprickor, skjuvade/förkastade eller veckade.

Magnetisk susceptibilitet är 0–40 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter), men hos enstaka magnetitförande varieteter 400–20000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt domineras metavulkaniterna av kvarts, plagioklas, mikroklin och

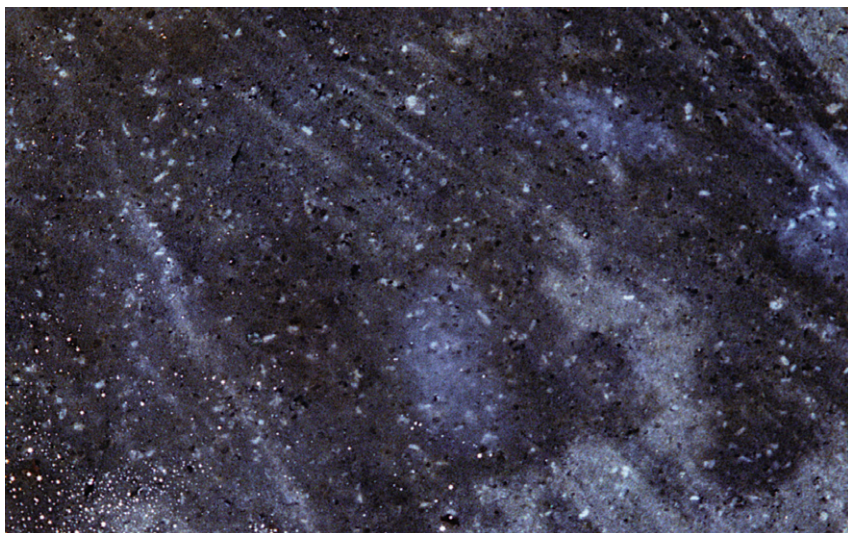


Fig. 5. Kvarts-fältspatporfyrisk metavulkanit (närbild av bergart på fig. 4; vyn är ca 10 cm). Foto M. Ripa.

Quartz-feldspar-phyric metavolcanic rock (close-up of rock shown in fig. 4; view is appr. 100 mm wide).

biotit. I mindre och accessoriska mängder finns också opaka mineral, epidot, klorit, sericit, apatit, ortit, zirkon, muskovit, hornblände, granat, klinopyroxen, karbonater, strålsten, titanit, zoisit och prehnit. Strökornen i de porfyriska metavulkaniterna består av kvarts och/eller plagioklas (fig. 5).

Fältspaterna i bergarternas grundmassa är antingen albitrik plagioklas eller plagioklas och mikroklin. Vanligast är att albitrik plagioklas dominerar, och högre kalifältspathalter har bara observerats kring Silkesbergs malmfält. Vulkaniterna kan således indelas i alkaliintermediära, Na- eller K-rika etager enligt Bergslagens klassiska alkalistratigrafi (se t.ex. Sundius 1923; Geijer och Magnusson 1944). Alkalifördelningen framgår också av metavulkaniternas kemiska sammansättning (se nedan).

Kornstorleken i grundmassan varierar något både inom enskilda bergarter (seriat textur) och inom området, men ligger i allmänhet kring 0,05 mm (se även Magnusson 1940). Strökornen i porfyriska varieteter är i allmänhet 0,5–2 mm, men kan variera från 0,1 till 5 mm, i storlek. Den dominerande grundmassekornstorleken visar att metavulkaniterna är s.k. leptiter och inte hälleflintor. Dessa ålderdomliga indelningar anger traditionellt (se t.ex. Geijer och



Fig. 6. Skarnigt fragment i arkosartad metavulkanit (mellan St. Smedbergsgruvan och Trollberget, 665120/144460). Foto M. Ripa.

Skarn-altered lithic clast in metavolcanic rock (coin is 25 mm in diam.).

Magnusson 1944; Lundström 1995) olika grader av metamorf omkristallisation, varvid leptiter är mer högmetamorfa, och därmed mer grovkorniga, än hälleflintor. Förekomsten av hälleflintkorniga metavulkaniter väl inne i de mer högmetamorfa områdena, t.ex. två-tre km väster om Nittkvarn (1h), antyder dock att kornstorleken också är betingad av primära skillnader. På grund av att bergarterna är så finkorniga är det svårt att bestämma i vilka proportioner olika mineral ingår, och modala mineralhaltsbestämningar är osäkra. Den rikliga förekomsten av kvartsströkorn antyder att ryodacit- till ryolitsammansättningar dominerar (se t.ex. Cas och Wright 1988), men för att klassificera vulkaniterna används hellre deras kemiska sammansättning (se nedan).

Metavulkaniterna företer lokalt texturer som idiomorfa plagioklasströkorn, upplösningbukter (resorption, korrosion) i kvartsströkorn, glomerofrysiska kornansamlingar och myrmekit. Lokalt är bergarterna skiktade i mikroskala. Detta visar sig i form av kornstorleksvariationer, porfyriska och jämnkorniga skikt, skikt av opaka faser, skarnskikt eller felsiska och mer mafiska skikt. I det första fallet tillåter lokalt en graderad skiktning att uppåt kan bestämmas i ett orienterat slipprov.

Fragmenten är lokalt uppenbart litiska då de består av skarnomvandlade

bergarter (fig. 6) eller epidot-klorit-kvarts-plagioklasparageneser. På vissa platser består de av endast ett eller två mineral, t.ex. biotit, klorit eller epidot-klorit, och skulle kunna representera fläckvisa omvandlingar. Majoriteten av de senare tolkas dock som ursprungliga pimpstensfragment, vilka leromvandlats och sedan metamorfoserats.

De primära strukturerna överpräglas av en till två foliationer, vilka definieras av biotit eller biotit och klorit. Glimrarna är lokalt kinkade.

Förekomsten av lagrade, karbonatstensskiktade och lokalt fragmentförande metavulkaniter visar att bergarterna är tuffer, dvs. ursprungligen askavlagringar från explosiva vulkanutbrott. Lokalt finns texturer, som idiomorfa strökorn och korroderad kvarts, vilka tillsammans med strukturer, som flödesbandning (fig. 4), tyder på att bergarterna primärt antingen varit lavar eller subvulkaniska intrusioner. En gradering från porfyriska, fragmentförande och grovt skiktade till jämnkorniga, siltstenslika och fint skiktade metavulkaniter tyder på att de extrusiva bergarterna utsattes för en effektiv sortering under avsättningen. Inlagringar av karbonatstenar i sand-siltstenspartierna visar att sorteringen skett i akvatisk miljö. Uppdelningen i metavulkaniter med antingen albitrik plagioklas eller plagioklas och mikroklin antyder indirekt, tillsammans med förekomsten av alla mineraliseringar, att denna miljö varit marin (se avsnitten om geokemi och malmer nedan).

I de stratigrafiskt översta delarna av ytbergarterna är vulkaniterna sammanlagrade med karbonatstenar. På andra platser i Bergslagen, t.ex. i Grythytteområdet (Sundius 1923; Lundström 1995), överlagras vulkaniterna av gråvackor och skifferar. Sådana klastiska, sedimentära formationer saknas i det undersökta området. Föreliggande ytbergarter representerar således endast den mest intensiva fasen av vulkanism i Bergslagen (se Allen m.fl. 1996). Ytbergarterna intruderades av s.k. äldre intrusivbergarter, speciellt i de stratigrafiskt lägre delarna. Det finns inga exponerade bergarter i området som är äldre än vulkaniterna, dvs. deras underlag är okänt. Vulkaniterna har daterats med hjälp av U-Pb-isotoper i zirkon och ger åldrar på 1904 ± 4 Ma och 1891 ± 4 Ma (Utö respektive Hällefors; Lundström m.fl. in prep.).

I området från Lammitjärnen (2i) till Lertjärnen (2j) finns en urskiljbar stratigrafi i de vulkaniska bergarterna. Lägst i denna förekommer magnetitmineraliseringar och järnmalmsgruvor (Lertjärnsgruvorna; Magnusson 1940) i fint skarn- och kalkstensskiktade vulkaniska siltstenar. I dessa kan uppåt bestämmas med hjälp av graderad skiktning (mot nordost). De vulkaniska siltstenarna överlagras av en grovt fragmentförande askflödestuff, vari fragmenten består

av fin siltsten enligt ovan. Fragmenttuffen överlagras i sin tur av de fint skiktade, skarnomvandlade och kalkstensförande vulkaniska siltstenar som Silkesbergs- och Svartbergsgruvorna ligger i. Söder om både Lammi- och Hundtjärnarna (2i) förekommer subvulkaniska till granitoida intrusioner i stratigrafien. Således representerar sekvensen cirka en och en halv vulkanisk cykel där varje cykel utgörs av underst grova och uppåt finare vulkaniska sediment. Karbonatstenarna avsattes samtidigt med de fint skiktade och mest finkorniga vulkaniterna.

Ryolitiska sammansättningar dominerar Bergslagens vulkaniter, men även basalter, andesiter och daciter förekommer, speciellt i de östra delarna (se Allen m.fl. 1996). Det visar att metavulkaniterna (tillsammans med de äldsta intrusivbergarterna) beskriver en subbalkalin trend, karakteristisk för subduktionsrelaterade tektoniska miljöer. Tendensen i västra Bergslagen, vilket det nu undersökta området tillhör, till bimodal sammansättning (dominerande ryolit-underordnad basalt), kan tolkas som att vulkanism relaterad till uppsprickning av en kontinentalkant (*back-arc rifting*) överpräglade den regionala trenden (se Allen m.fl. 1996).

Metasedimentära bergarter (-K- och -D- på kartan)

De ursprungligen sedimentära bildningarna i området består av marmor, dvs. av metamorfa karbonatstenar. De förekommer som tunna, upp till 50 m breda inlagringar i de metavulkaniska bergarterna och symboliseras med överbeteckningar.

Marmorn i området är dominerande grå, men även bruna, vita eller röda varieteter förekommer. Kornstorleken varierar mellan 1 och 5 mm, och bergarten är tämligen jämnkornig och massformig.

Karbonatstenarna är primärt lagrade (tillsammans med vulkaniterna ovan). Sekundära strukturer som tektonisk foliation, veck eller boudinage förekommer lokalt.

Sammansättningsmässigt består marmorn lokalt av dolomit (D på kartan) och lokalt av kalcit (K på kartan). Framförallt intill kontakter mot vulkaniterna och vid mineraliseringar är den skarnomvandlad (se nedan).

De lagrade karbonatstenarna kan ha bildats av alger, vilket är fallet på en del ställen i Bergslagen (se t.ex. Boekschoten m.fl. 1988; Ripa 1995). Alternativt har de fällts ut från hydrotermala lösningar i samband med malmbildning

(se Malmer nedan; Ripa 1988). Oavsett vilket, tyder förekomsten av karbonatsten på akvatisk och periodvis lugn avsättningsmiljö utan stora mängder klas-tiskt eller vulkaniskt inflöde. De lugna perioderna avbröts dock av pulser av vulkanisk sedimentation, vilket gav upphov till fina skikt av omväxlande vulkanit och karbonatsten. Vidare antyder förekomsten av karbonatsten på att det vatten som bergarterna avsattes i var varmt, och därmed grunt, eftersom lösligheten för kalcit är högre i kallt än varmt vatten.

Skarn associerat med äldsta ytbergarter (-S- på kartan)

Skarn uppträder företrädesvis tillsammans med järn- och sulfidmineraliseringar. Lokalt förekommer det dock utan att synbara mineraliseringar föreligger.

Skarnet karakteriseras av dominerande svarta och gröna, fin- till medelkorniga mineralparageneser av hornblände, klinopyroxen, strålsten och epidot. Lokalt finns också granat.

Modalt domineras de skarnförande bergarterna av hornblände, klinopyroxen, epidot, kvarts och opaka mineral. Underordnat förekommer ortit, karbonater, apatit, plagioklas, sericit, granat, klorit, zirkon, kalifältspat, strålsten, titanit, biotit och zoisit.

Skarnet uppträder huvudsakligen på två sätt. Det ena är som lager eller inlagringar i de metavulkaniska bergarterna (fig. 2). I mikroskopisk skala kan man observera hur halten av skarnmineral ökar stratigrafiskt uppåt samtidigt som kornstorleken på de vulkanogena mineralen minskar. Det andra sättet på vilket skarn uppträder är som brecciering. Det skiktade skarnet var ursprungligen karbonatinlagringar i de vulkaniska bergarterna, medan det breccieartade skarnet antingen bildats genom hydrotermal omvandling av de vulkaniska lagren och/eller genom senare tektoniska händelser. Lokalt förekommer även skarnmineral som "förorening" i marmor. Sannolikt representerar detta skarn ursprungliga vulkanitinlagringar.

Äldsta intrusivbergarter (tidigsvekokarelska)

Den geografiska utbredningen av de äldsta intrusivbergarterna (plutoniterna) framgår av fig. 7.

Mafiska och ultramafiska intrusivbergarter (mörkgrön färg på kartan)

De äldre mafiska och ultramafiska intrusivbergarterna är övervägande svarta, men även svart-vita, svartgröna, grönsvarta, grön-vita eller gråsvarta varieteter förekommer. Dominerande kornstorlek är medel till grov, men lokalt är bergarterna finkorniga. De är i allmänhet jämnkorniga men ojämnkorniga och porfyrisk eller ögonförande förekommer.

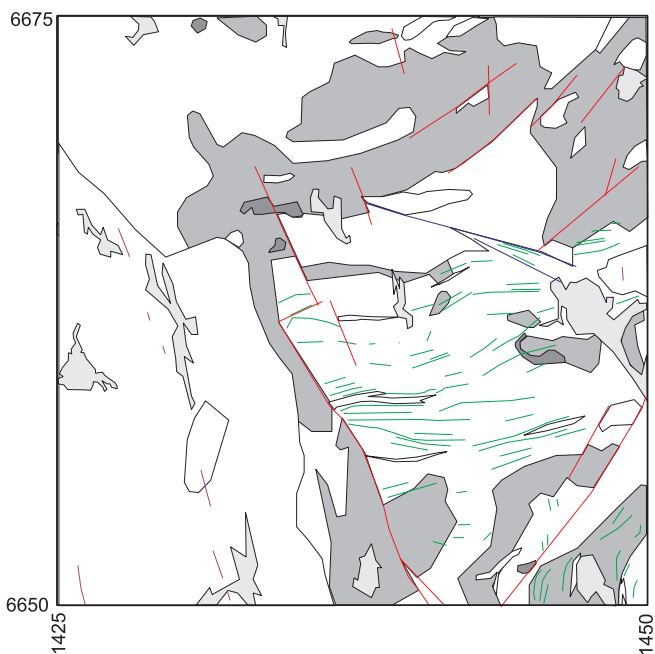


Fig. 7. Utbredning av äldre intrusivbergarter. Mörkt grå avser mafiska och mellangrätt felsiska bergarter. Ljust grått avser sjöar.

Areal extent of older intrusive rocks. Dark grey areas denote mafic and medium grey area felsic masses. Light grey areas denote major lakes.



Fig. 8. Äldre gabbroid med enklaver av finkornigare gabbro ("knottergabbro"; SO om Hjortronmossen, 666665/143347; pennan är 15 cm lång).

Older gabbroic rock carrying enclaves of more fine-grained gabbro (pen is 150 mm).

Plutoniterna innehåller xenoliter av ytbergarterna ovan, vilket visar de relativa åldersrelationerna. De mafiska och ultramafiska intrusivbergarterna intruderar och breccieras av de felsiska, och är således relativt sett något äldre än dessa.

Mafiterna är rostvittrande, vilket tyder på ett innehåll av sulfider. Strukturellt är de övervägande massformiga, men lokalt även stängliga och/eller folierade. Andra tecken på tektonisk påverkan är läkta sprickor, skjuv- eller förkastningszoner och veck.

Magnetisk susceptibilitet är 0–200 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter), men i enstaka massiv upptill 1000–2000 (max. 10000; $\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt domineras de äldre mafiska och ultramafiska intrusivbergarterna av hornblände och plagioklas (labrador till andesin), men innehåller dessutom i varierande mängd biotit, sericit, opakmineral, epidot, klorit, kvarts, apatit, muskovit och prehnit. Enstaka prov kan innehålla zoisit, serpentin, klinopyroxen, kalifältspat, ortit, olivin, ortopyroxen och talk. Det förefaller vara en enkel korrelation mellan bergartens magnetiska susceptibilitet och grad av omvandling. Mafiter med bevarad magmatisk pyroxen och/eller olivin har höga värden (även om dessa mineral inte har med susceptibiliteten att göra).

Mellan Luntitjärnen och Hjortronmossen (3g) förekommer en högmagnetisk, ögonförande gabbro med ett lokalt ”knottrigt” utseende (fig. 8). Knottorna består av drygt cm-stora enklaver av finkornigare gabbro. Ögonen utgörs av cm-stora pyroxen- och olivinkristaller.

Felsiska intrusivbergarter
(brun färg på kartan)

De äldre felsiska intrusivbergarterna varierar i färg mellan röd, grå, gråröd eller vit. Även rödgråa, blekta eller brunröda varieteter kan observeras. I stora drag kan färgen relateras till den mineralogiska sammansättningen på så sätt att röda övervägande är graniter, medan gråa är tonaliter. Gråröda och rödgråa utgör granodioritiska led. Vita och blekta granitoider är i allmänhet hydrotermalt omvandlade. Bergarterna är huvudsakligen medelkorniga, men lokalt förekommer också finkornigare varieteter som randfacies och gångar. Undantagsvis är de även grovkorniga. Texturen är övervägande jämnkornig, men ögonförande eller porfyrisk plutoniter förekommer lokalt.

Vid kontakten mot sidoberget är massiven lokalt xenolitförande. Mot den äldre berggrunden kan granitoiderna visa kylkontakt. Intill synorogena pegmatiter och där granitoiderna förekommer som xenoliter i den yngre berggrunden är de lokalt fältspatporfyroblastiska. Lokalt företer de äldre intrusivbergarterna tecken på hydrotermal omvandling i form av blek (vit, grå) färgning. Större områden av omvandling finns vid Bredsjön (4g) och i ett område ca 5 km söder om Skattlösberget (4i, 3i och 3h). Mindre områden av omvandling förekommer i de flesta massiv. Granodioritiska led i massivet väster om St. Mörtjärnen (1–0j) är enklavförande (fig. 9). Enklaverna är cm- till dm-stora och består av finkornig granodiorit, tonalit eller mafit.

Granitoiderna i områdets nordligare delar är genomgående folierade. Andra tecken på tektonisk påverkan är stänglighet, veck och läkta sprickor. Gnejsiga, breccierade eller förkastade/skjuvade plutoniter förekommer lokalt (fig. 10). Massformiga till svagt stängliga graniter dominerar i områdets sydligaste delar. Kring massivet mellan Pingstaberg (1j) och Jungfrubrösten (0i) är omgivande metavulkaniter rikligt genomsatta av gångar av äldre granit.

Den magnetiska susceptibiliteten är 0–60 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter), lokalt har dock värden på 100–4000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter) uppmätts.

Modalt består de felsiska intrusivbergarterna huvudsakligen av kvarts, kali-fältspat, plagioklas (albit till oligoklas), epidot, sericit, opaka mineral och klo-

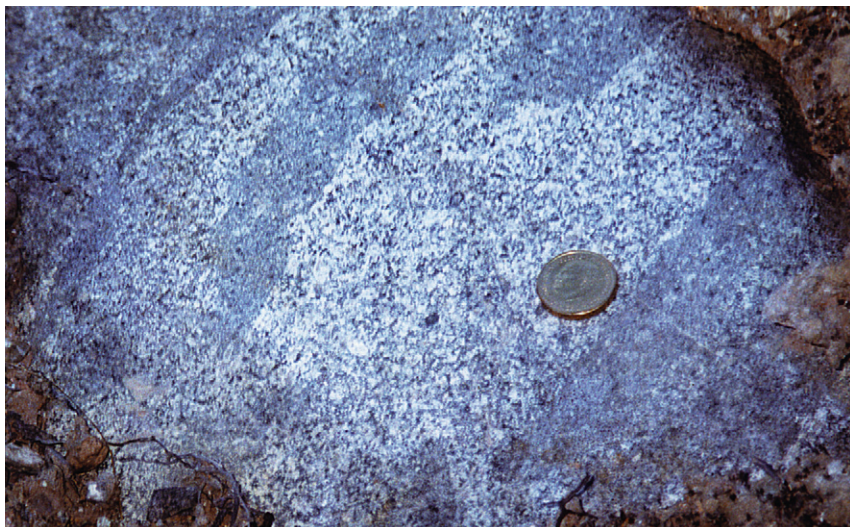


Fig. 9. Enklavförande äldre granodiorit (665525/144650).
Enclave-bearing older granodiorite (coin is 25 mm in diam.).



Fig. 10. Kalifältspatögonförande förgnejsad äldre granit (hembygdsgården, Skattlösberget, 667384/144136).
K-feldspar-agen-bearing older granite (coin is 25 mm in diam.).

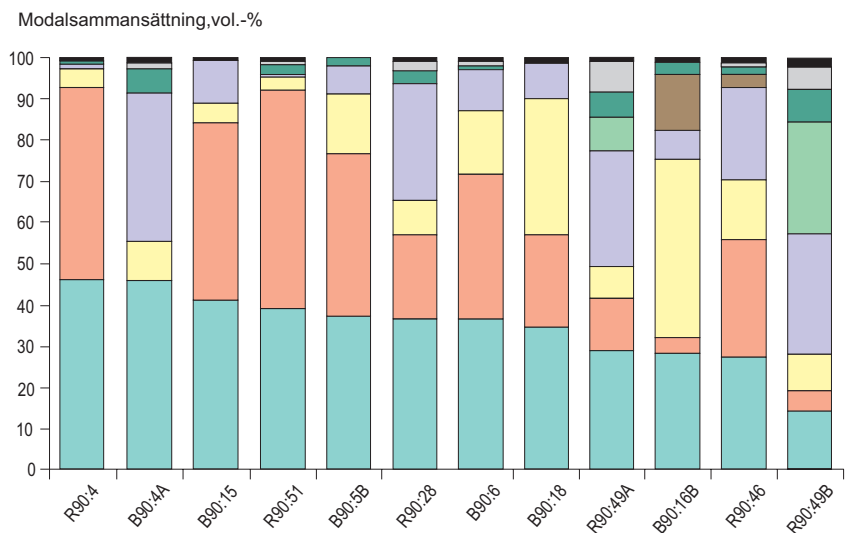


Fig. 11. Stapeldiagram över modala sammansättningar i de äldre felsiska intrusivbergarterna. Proverna är arrangerade med minskande surhetsgrad åt höger.

Modal mineral contents of the older felsic intrusive rocks.

rit i varierande proportioner. De flesta prov innehåller dessutom biotit, ortit och apatit, medan hornblände, muskovit, zirkon, pumpellyit, kalcit, prehnit, zoisit och titanit endast förekommer i enstaka prov. Fördelningen av de huvudsakliga mineralen visas i fig. 11.

Texturellt uppvisar bergarterna undulös kvarts; subkornbildning (mer utbrett i kvarts än i fältspat); något vågiga korngränser antydande ojämvikt; strökorn eller ögon av kvarts, kalifältspat och plagioklas; tämligen idiomorfa strökorn; korroderade kvartsströkorn i subvulkaniska varieteter; pertit; myrme-kit; lokalt ett seriat matrix samt zonerad plagioklas (se även Lindroth (1922)). Det senare framgår av sericitiserings- och/eller saussuritiseringsgraden. Normalt företer plagioklaskornen en omvandlad kärna med en fräschare, lokalt mer albitrik bård. Att både sericitisering och saussuritisering påverkat kornen framgår av att både muskovit och epidot/ortit kristalliserar vid senare prograd metamorfos. Lokalt har även mikroklinkorn en kärna av omvandlad plagioklas.

Grundmassan har en kornstorlek på 0,03–5 mm; eventuella strökorn i subvulkaniska varieteter, randfacies och gångar är 0,5–4 mm och ögon är i cm-skala (fig. 10).

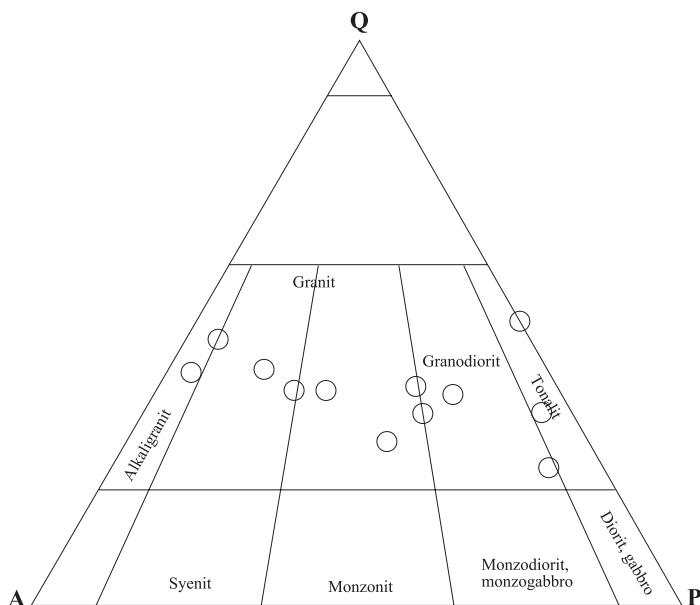


Fig. 12. QAP-diagram enligt Streckeisen (1976) för de felsiska äldre intrusivbergarterna. *The felsic older intrusive rocks plotted in QAP compositional area.*

De granitoider som företer makroskopiska tecken på hydrotermal omvandling visar sig lokalt, men inte överallt, innehålla albit snarare än plagioklas. Detta kan bero på att bergarten har albitiserats (Na-omvandlats; se nedan). Dock förekommer också röda, till synes opåverkade graniter, som innehåller albitrik plagioklas. Vidare har enstaka uppenbarligen blekta varieteter normal plagioklassammansättning.

De felsiska intrusivbergarternas modala sammansättning används för att klassificera dem i fig. 12. Härvid har all plagioklas (även albit) och sericit-saussurit räknats in i P-komponenten. Anledningen till detta är att albit tolkas som albitiserad, ursprungligen mer anorthaltig plagioklas, och att sericit-saussurit bildats på plagioklas. Bergarterna beskriver en subalkalin trend från tonalit till alkaligranit.

De äldre plutoniterna i områdets södra delar är övervägande graniter *sensu stricto*. Mot norr är intermediära och mafiska till ultramafiska sammansättningar vanliga. Genomgående visar fältförhållandena att sura led intruderar mer mafiska, och att en differentiation från gabbro till granit förelegat.

De äldre felsiska granitoiderna, speciellt deras granitiska led, företer mineralogiska och kemiska (se nedan) likheter med metavulkaniterna. I fält övergår graniter gradvis till subvulkanitliknande intrusioner med kylkontakter mot vulkaniterna. Tillsammans gör detta att ett nära släktskap mellan bergarterna är sannolikt, och att plutoniterna representerar stelnade, mer eller mindre modifierade magmakammare till vulkaniterna. Åldersmässigt är grupperna också lika varandra: dateringar av äldre plutoniter i Bergslagen varierar från 1891 Ma (Ripa och Persson 1997; Persson 1993) till 1850 Ma (Åberg m.fl. 1983).

Amfibolitgångar

(mörkgrön färg, svarta linjer åtföljda av "A" eller endast "A")

Den geografiska utbredningen av amfibolitgångar framgår av fig. 13.

De äldre mafiska gångbergarterna i området är generellt svarta till färgen. Lokalt tonar de dock mot grönsvart, svartgrönt eller grått. De är framförallt finkorniga, men kan vara medelkorniga i centrala delar av mäktigare gångar. Gångarna uppvisar kylkontakt mot sidoberget. Amfiboliterna är övervägande jämnkorniga. Lokalt har de porfyrisk eller subofitisk textur.

Gångarna har xenoliter av den äldre berggrunden och de uppvisar sekundära, tektoniska strukturer i form av stänglighet och/eller foliation. Lokalt för de även läkta sprickor och är skjuvade eller förkastade. Massformiga varieteter förekommer. Mera ovanligt finns strukturer som brecciering, boudinage och veck.

Magnetisk susceptibilitet är 0–70 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt består amfiboliterna huvudsakligen av plagioklas och hornblände. I mindre mängder förekommer sericit, kvarts, apatit, opaka faser, epidot, klorit och biotit. Enstaka prov för dessutom titanit, klinopyroxen, ortit, zoisit, kalcit, zirkon, prehnit, muskovit, mikroklin och olivin. Plagioklas är det mineral som vanligast bildar strökorn, men pyroxen- och hornbländefenokrister finns också. Pseudomorfer efter olivin av klorit-serpentin-karbonatparageneser förekommer. Gångarna i områdets sydöstra hörn (0i–j) har lokalt bevarad pyroxen som kärnor i hornblände (uralit). Fördelningen av mineral framgår av fig. 14.

Gångarna är oftast bara någon meter breda (fig. 15), men enstaka gångar på knappt tio meter har observerats. Gångarna intruderar varandra lokalt och kan på så sätt tillsammans bilda mäktiga enheter. Vid Yxsjöberg (1i) är den sammanlagda gångtjockleken ca 600 m över en sträcka på knappt fem km och vid Smaltjärnshöjden (2h) kan tre generationer av mafiska gångar observeras.

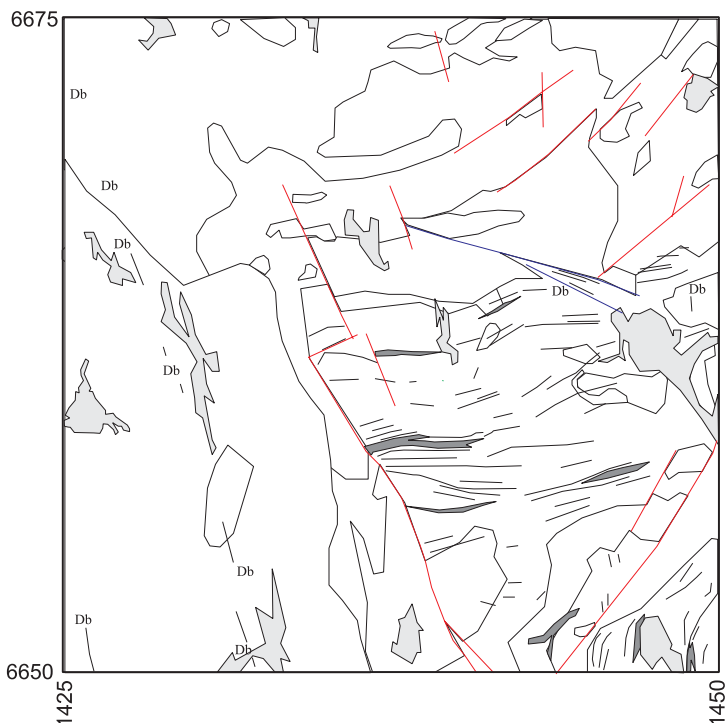


Fig. 13. Utbredning av mafiska gångbergarter. Mörkgrå fält och svarta streck utan beteckningen "Db" avser äldre amfibolitgångar. Svarta streck åtföljda av "Db" avser yngre diabasgångar.

Areal distribution of mafic dykes. Darker grey areas and black lines without "Db" denote amphibolite dykes. Black lines with "Db" denote young dolerite (diabase) dykes.

Vid kontakten mellan amfibolitgångar och äldre intrusivbergarter förekommer lokalt mineraliseringar. En del skärpningar finns upptagna i dessa. Varpen visar mest på rostiga metabasitstycken med järnsulfider.

Förekomsten av mafiska gångar tyder på att jordskorpan utsatts för extensiva krafter vid denna tid. Bergarterna har daterats till ca 1886 Ma (Sm-Nd-isokron; Valbracht 1991), vilket förefaller vara en något hög ålder med tanke på att de klart klipper de äldre intrusivbergarterna (se ovan).

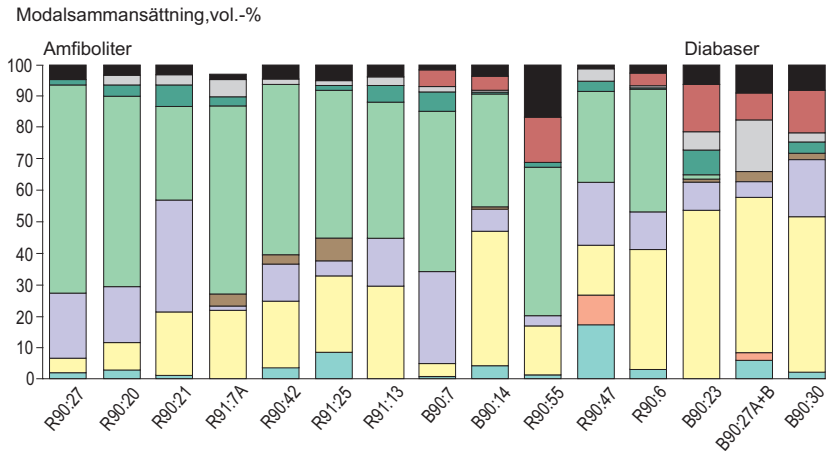


Fig. 14. Stapeldiagram över modala sammansättningar i mafiska gångbergarter. De tre staplarna längst till höger avser diabaser, övriga amfibolitgångar.

Modal mineral contents of mafic dyke rocks. The three samples on the right-hand side of the diagram denote dolerite and the rest amphibolite dykes.



Fig. 15 Amfibolitgång genom metavulkanit (665900/144060; anteckningsboken är 15x11 cm).

Amphibolite dyke cutting metavolcanic rock (notebook is 110x150 mm).

Yngre intrusivbergarter

(syn- till postorogent svekokarelska)

De yngre intrusivbergarterna kan indelas i två delvis jämnåldriga, men petrogetiskt olika grupper. Den ena gruppen består av graniter *sensu stricto*, som anses vara bildade genom uppsmältning (*anatexis*) av områdets äldre bergarter i samband med den svekokarelska metamorfa kulminationen. Representanter från denna grupp kallas därför för synorogent svekokarelska graniter av I- eller S-typ (se White och Chappel 1977). Den andra gruppen består av ultramafiter till graniter, vilka har ett inslag av mantelmateriel i sig. Den ansågs tidigare vara postorogen i relation till Svekokarelium, men dateringar visar att plutoniterna bildats under två till tre cykler av magmatisk aktivitet (Larsson och Berglund 1992) där den äldsta cykeln lokalt är väl så gammal som de synorogena graniterna. Därför kallas bergarterna för syn- till postorogena. De ingår i ett större bälte av plutoniter, som sträcker sig från Småland till Norge, och som kallas Transskandinaviska Magmatiska Bältet (TMB).

*Synorogena (tidigare kallade serorogena) graniter av
Malingsbo-, Enkullen- och Fellingsbrotyp
(tegelröd färg på kartan)*

Utbredningen av synorogena graniter framgår av fig. 16.

Indelningen i Malingsbo- m.fl. granittyper beskrivs t.ex. av Magnusson och Lundqvist (1932). I huvudsak avses med Fellingsbrotyp en grovt kalifältspatögonförande granit vari matrix kan vara tämligen mörkt och mafiskt; med Enkullentyp en fint, knappt cm-grovt, kalifältspatögonförande granit och med Malingsbotyp en jämnkornig granit. Den senare typen är lokalt associerad med xenoliter av den äldre berggrunden. Gradvisa övergångar mellan typerna förekommer.

De synorogena graniterna är dominerande röda. Dock förekommer även vita, rödgråa, gråröda, röd-svarta eller gråa varieteter. Vita graniter har utsatts för hydrotermal och/eller metamorf påverkan. De röd-svarta företer också tecken på hydrotermal omvandling, som hematit- och magnetitdisseminering. Graniterna är övervägande medelkorniga, men grov- eller finkorniga förekommer också. De grovkorniga är företrädesvis pegmatiter. Texturellt är plutoniterna oftast jämnkorniga, dvs. av Malingsbotyp. Lokalt är de ojämnkorniga till ögonförande, varvid de, i det senare fallet, graderar över mot Enkullen- eller Fellingsbrotyper. Lokalt är bergarterna rikligt xenolitförande. Xenoliterna be-

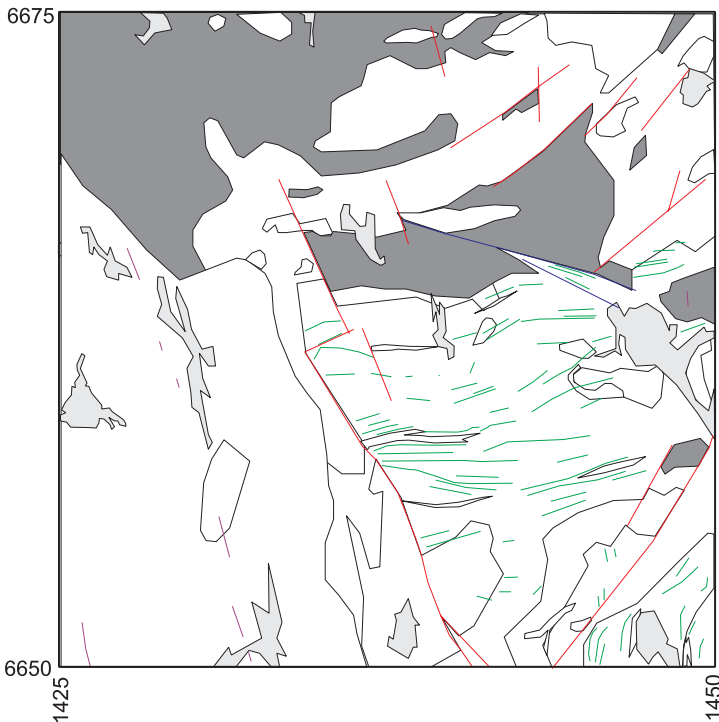


Fig. 16. Utbredning av synorogena graniter (mörkare grå områden; ljus grå områden är större sjöar).

Areal extent of synorogenic granites (dark grey areas; light grey areas denote major lakes).

står uteslutande av äldre magmatiska bergarter. Pegmatitiska led är röd-vita, grovkorniga och ojämnkorniga.

Trots att de synorogena graniterna huvudsakligen förekommer i de mest högmetamorfa områdena är de övervägande massformiga. Endast längs distinkta zoner är de folierade eller för läkta sprickor. Likaså förekommer breccior, förkastningar, skjuvzoner (fig. 17), stänglighet eller boudinage längs väl definierade lineament.

Magnetiska susceptibilitetsmätningar grupperar sig i två intervall; nämligen 0–10 eller >400 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt (fig. 18) består de synorogena graniterna av kvarts, plagioklas och mikroklin. Plagioklasen består nästan uteslutande av albit, medan oligoklas är ovanlig. Underordnat förekommer biotit, sericit, klorit, ortit, muskovit, epidot,



Fig. 17. D4-skjuvzon i synorogen granit (667165/144668).

D4 shear zone in synorogenic granite (snuff box is 70 mm).

apatit och opaka faser. I enstaka prov finns titanit, prehnit, flusspat, zirkon, zoisit, pumpellyit, kalcit, spinell och hornblände. Noterbart är att muskovit endast förekommer sekundärt, dvs. det växer på sericitomvandlad plagioklas. Granitoiderna kring Skattlösberget avviker något i mineralogiskt hänseende i det att de mer allmänt för hornblände och har lägre halter mikroklin (fig. 18 och 19). De är följaktligen mer intermediära till sin karaktär än omgivande synorogena graniter (fig. 19). Graniterna visar texturer som pertit, ögonföring (mikroklin och plagioklas), zonerad plagioklas (ses som variationer i omvandlingsgrad), antipertit, granofyr och myrmekit. Grundmassan är jämnkornig till ojämnkornig.

Avsaknaden av xenoliter av sedimentärt ursprung och bristen på primär muskovit i de synorogena graniterna antyder att de dominerande är av s.k. I-typ (se White och Chappel 1977), dvs. de har bildats genom uppsmältning av den äldre magmatiska berggrunden (s.k. *anatexis*) under kulminationen av den svekokarelska orogenesen. Förutom i massiv förekommer de synorogena bildningarna dels som aplit-, granit- och pegmatitgångar, och dels som ådror i de mest högmetamorfa äldre bergarterna. Gångar och ådror är både parallella med och diskordanta till gnejsiga strukturer och kan därför klassificeras som synorogena.

Modalsammansättning, vol.-%

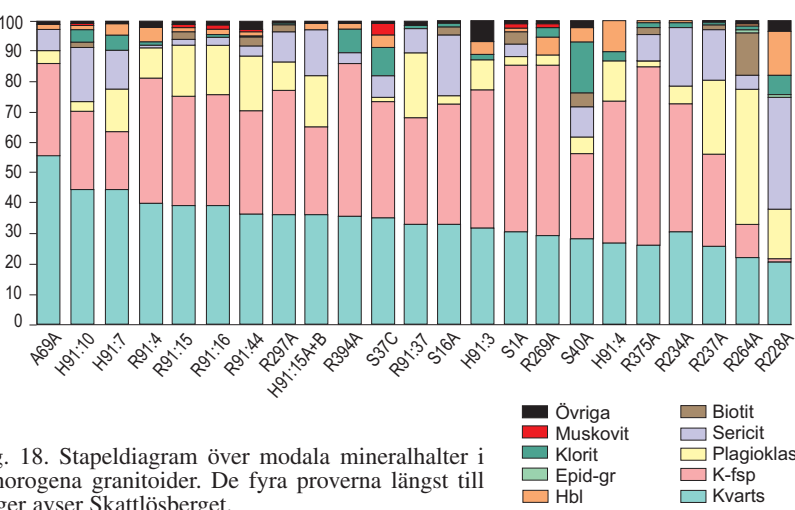


Fig. 18. Stapeldiagram över modala mineralhalter i synorogena granitoider. De fyra proverna längst till höger avser Skattlösberget.

Modal mineral contents of synorogenic granitoids.

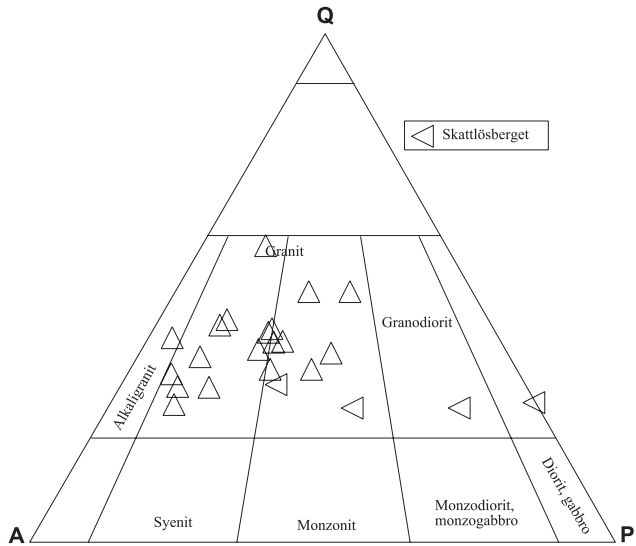


Fig. 19. QAP-diagram enligt Streckeisen (1976) för de synorogena granitoiderna.
QAP diagram for synorogenic granitoids.

Åldern på de synorogena graniterna har bestämts på två prov från massiv inom området. Det ena är taget vid Fjällberget (provpunkten ligger strax utanför kartbladsgränsen) i det massiv som ligger nordost om N. Hörken (2j) och gav 1748±74/-45 Ma (Åberg och Bjurstedt 1986). Det andra har tagits på Pingstabergrsgraniten (1j) och gav en ålder på 1781±46 Ma (Billström m.fl. 1988). I östra Svealand har även åldrar kring ca 1800 Ma och något högre erhållits (se t.ex. Ivarsson och Johansson 1995, och referenser däri).

De inneslutningar som finns i de synorogena graniterna består främst av äldre granitoider och metabasiter. Generellt sett är dessa välbevarade och bör betraktas som xenoliter snarare än restiter (White och Chappel 1977). Norr om Lilla Sand (2j) finns dock tecken på att den yngre graniten ofullständigt smält upp från, alternativt ofullständigt assimilerat, en äldre folierad granitoid. Intill partier av den senare finns nämligen massformig yngre granit med en diffus glimmerfoliation, sannolikt en restit. Gradvisa övergångar från (antagligen) rekristalliserade granitxenoliter till granit med ärvda ”spökstrukturer” gör en exakt klassificering av individuella hälltyper tämligen vansklig, men en generell bestämning som Malingsbotypgranit naturlig.

I områdets norra och framförallt nordvästra delar är klassificeringen av föreliggande yngre granit som syn- (av krystal typ) eller postorogen (av TMB-typ) osäker. Granitiska *sensu stricto* led som samexisterar med TMB-plutoniter (se nedan) går inte att makroskopiskt skilja från t.ex. den synorogena graniten vid Pingstabergr (1j). Vid Skattlösberget (4i) finns högmagnetisk diorit till kvartsdiorit av TMB-typ, och det är osäkert om omgivande tonalitiska till granitiska plutoniter är av samma eller synorogen typ. På kartan har de felsiska leden markerats som det senare, medan den mafiska fått TMB-färg. Mellan Midnatts- och Tjäderhöjderna (4f) finns ett massiv som omväxlande innehåller gnejsig och massformig granitoid. I gnejsiga partier verkar bergarten vara av äldre typ och i massformiga syn- till postorogen. På kartan har den markerats som synorogen. Söder om St. Låsen (4f) är bergarten hydrotermalt omvandlad, och liknar makroskopiskt en kvartsmonzonit av TMB-typ.

Graniterna i de nordvästra delarna av området innehåller lokala anrikningar av kalifältpat (”f” på kartan). Dessa består nästan uteslutande av mikroklin och underordnad kvarts. Utbredningen av eller volymen hos dessa fältpatrika partier är okänd.

Lokalt i de norra delarna för graniterna disseminerad hematit eller magnetit (”ht”, ”mt” på kartan).

Syn- till postorogena intrusivbergarter av TMB-typ

Utbredningen av syn- till postorogena plutoniter framgår av fig. 20.

MAFISKA INTRUSIVBERGARTER

(ljusgrön färg på kartan)

De mafiska plutoniternas färg varierar mellan svart-vit, grå, gröngrå, grönsvart, grågrön eller svart. Bergarterna är medel- till finkorniga, och endast lokalt grovkorniga. Texturellt är de porfyriska till jämnkorniga och övervägande massformiga. Lokalt förekommer epidotläkta sprickor.

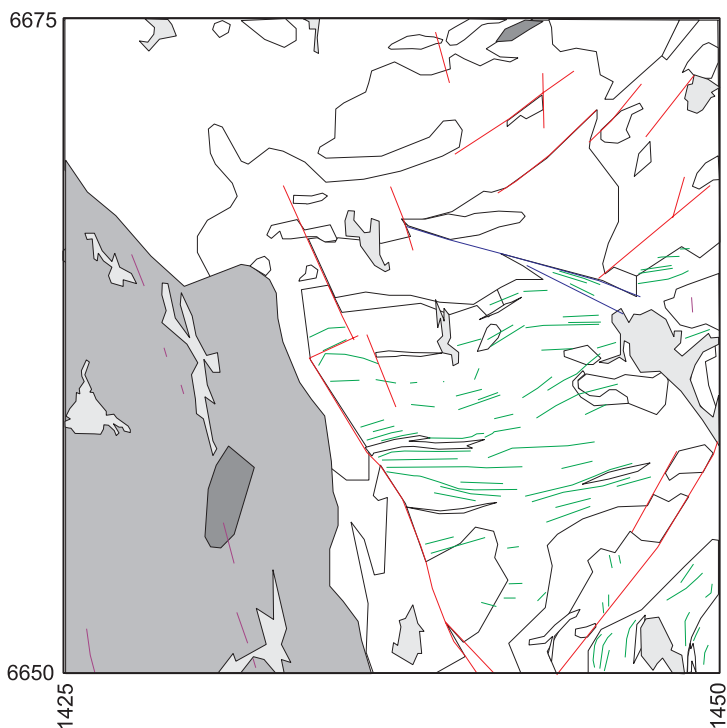


Fig. 20. Utbredning av TMB-plutoniter. Mörkt grå avser mafiska och mellangrått felsiska bergarter. Ljust grått avser sjöar. Notera förekomsten av mafisk plutonit vid områdets nordöstra begränsning.

Areal extent of TIB type plutonic rocks. Dark grey areas denote mafic and medium grey area felsic massives. Light grey areas denote major lakes. Note the occurrence of a mafic TIB rock in the north-eastern part of the area.

Magnetisk susceptibilitet är 0–1000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt domineras de mafiska varieteterna av plagioklas (labrador till andesin) och hornblände, medan de ultramafiska domineras av hornblände, pyroxener och olivin. De mafiska för dessutom i allmänhet sericit, klinopyroxen, klorit, biotit, apatit, kvarts, epidot och opaka faser. Underordnat förekommer prehnit, ortit, serpentin (efter olivin), titanit, ortopyroxen, mikroklin, olivin, zoisit, kalcit, pumpellyit, talk, aktinolit, muskovit och zirkon.

Baserat på mängden ljusa mineral, plagioklasens sammansättning och kvartshalt kan tillgängliga prover av mafiska plutoniter klassas som ultramafiter, gabbror, dioriter eller kvartsdioriter. Det statistiska underlaget är litet, men generellt förefaller större massiv bestå av en central gabbroid till ultramafisk del, vilken omges av en dioritisk bård.

FELSISKA INTRUSIVBERGARTER

(vinröda färger på kartan)

De felsiska plutoniterna indelas fältmässigt i två distinkta grupper. En grupp är en intermediär svit, som är en direkt övergång från de mafiska plutoniterna (fig. 21). TMB-svitens mer felsiska led är yngre än de mafiska. En andra grupp består av graniter, vilka intruderar de mafiska och intermediära leden, och som makroskopiskt svårigen kan skiljas från de synorogena graniterna. Grupperna beskrivs tillsammans nedan, men karakteristiska drag i var grupp understryks.

De felsiska TMB-bergarterna är övervägande röda, gråröda eller rödgråa. Lokalt förekommer även gråa varieteter. De är huvudsakligen medelkorniga. Lokalt kan de vara fin- eller grovkorniga. De varierar texturellt från jämnkorniga till ögonförande. Karakteristiska drag är enklaver (fig. 22) och blåkvarts i intermediära led och gulvitträd plagioklas i granitiska. Bergarterna är lokalt xenolitförande. Granitiska led är företrädesvis röda, fin- till medelkorniga, jämnkorniga och har relativt låg magnetisk susceptibilitet; i allmänhet <1000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Generellt sett är bergarterna massformiga, och visar endast lokalt läkta sprickor eller tecken på skjuvning. Lokalt kan bankningssprickor iakttagas.

Den magnetiska susceptibiliteten är normalt 1000–4000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter), men varierar mellan 0 och 6000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

De intermediära TMB-plutoniterna domineras modalt av kvarts, mikroklin, plagioklas (albit-oligoklas), sericit, epidot, apatit, opaka mineral, biotit, hornblände, klorit och ortit. Vidare kan prehnit, titanit, zirkon, pyroxen och kalcit



Fig. 21 Intermediär TMB-plutonit (ljus) intruderande dioritisk d:o (mörkare; 666585/142592).

Intermediate TIB-type plutonic rock intruding TIB-type diorite (light and dark grey, respectively; coin is 25 mm in diam.).

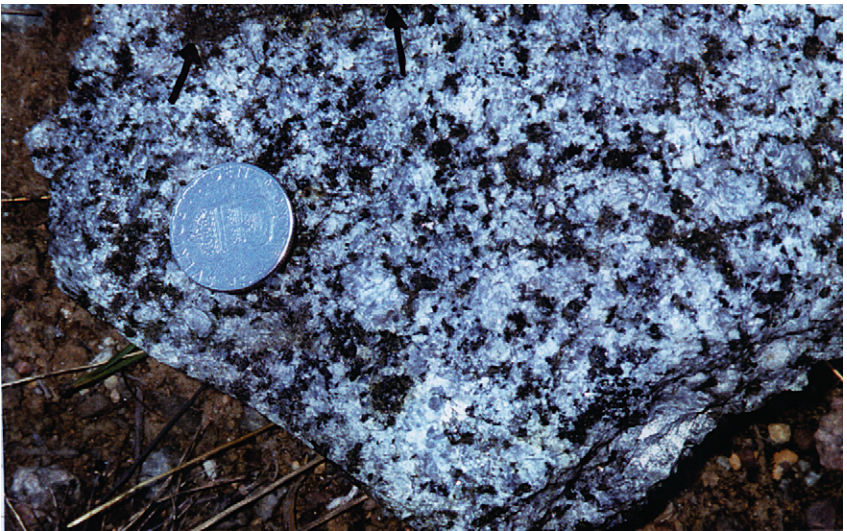


Fig. 22 Enklavförande monzogranit tillhörande TMB (mörk enklav markerad med pilar; 665064/143554; dateringslokal).

Enclave-bearing TIB-type monzogranite (dark enclave indicated by arrows; coin is 25 mm in diam.).

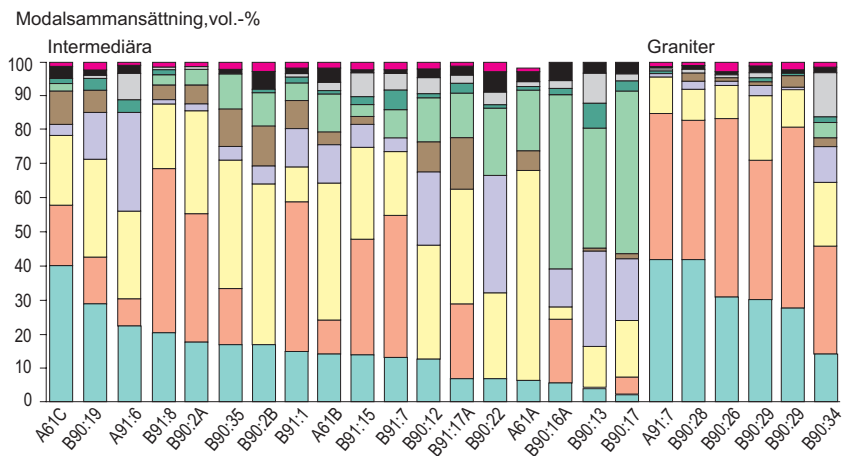


Fig. 23. Modal sammansättning hos plutoniter av TMB-typ.

Modal mineral contents of plutonic rocks of TIB type.

Opaka
Övriga
Sericit
Biotit
Klorit
Plagioklas
Epid-gr
K-fsp
Hbl
Kvarts

observeras. De granitiska leden domineras av kvarts, mikroklin, plagioklas (albit), sericit, klorit, opaka mineral, epidot och apatit. Underordnat förekommer biotit, ortit, muskovit, prehnit, hornblände, zirkon, titanit, zoisit och serpentin. Skillnaden mellan de två grupperna framgår tydligast i fig. 23. Huvudsakligen har de intermediära bergarterna lägre kvarts- och mikroklinhalter och högre biotit- och hornbländehalter. Sammansättningen hos de felsiska TMB-plutoniterna visar en i huvudsak monzonitisk differentiationstrend även om granodioritiska till tonalitiska led förekommer (fig. 24).

Bergarterna har såväl jämnkorniga som ögonförande (mikroklin och lokalt hornblände) texturer. Vidare förekommer antipertit och komplext zonerad plagioklas (syns på omvandlingsgrad), vågiga korngränser som antyder ojämvikt, granofyr, enklaver och pertit. Enklaverna består av ett finkornigare och möjligen något mera mafiskt material än värdbergarten, och enklavstrukturen tolkas som ett resultat av magmablandning (*magma mingling*).

Gentemot den yngre berggrunden visar TMB-bergarterna både tektoniska och intrusiva kontakter. Exempel på det senare finns vid vägen och Gäddbäcken (Lövsjö växel), sydost om Sörbergshöjden (1g). Ett prov av en monzogranit taget vid Vartjärnen (0h) gav en U-Pb-ålder på zirkon på 1786+14/-12 Ma (Persson och Ripa 1993).

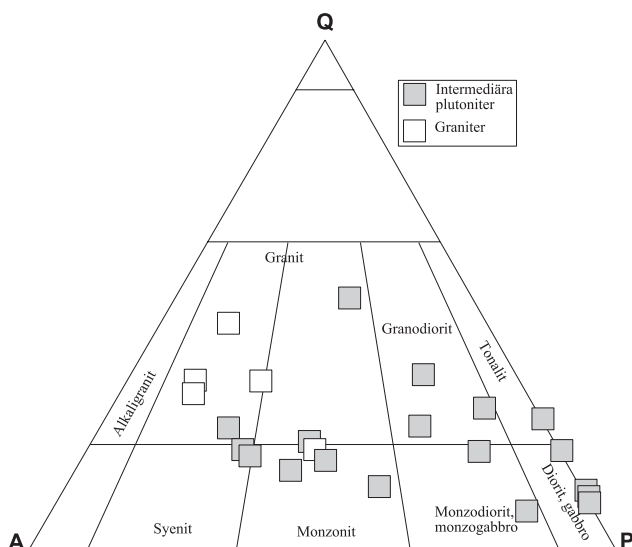


Fig. 24. QAP-diagram enligt Streckeisen (1976) för plutoniter av TMB-typ. Ofyllda kvadrater avser graniter och grå intermediära bergarter.

QAP diagram for TIB type plutonic rocks.

Skarn associerat med yngre intrusivbergarter

(-S- på kartan)

Skarn associerat med de yngre graniterna förekommer endast i form av ersättning eller undanträngning (*replacement*) av äldre karbonat- och skarnstråk.

Dessa skarn kan vara mycket grovkorniga och massformiga, och övertvårar i allmänhet alla tektoniska strukturer. Lokalt är de associerade med mäktiga kvartsbreccior (fig. 25). Mineralogiskt domineras de av kvarts, amfibol, karbonater, klinopyroxen, granat, opaka mineral och flusspat. Dessutom finns epidot, apatit, plagioklas, granat och zirkon. Lokalt kan man se molybdenhlans (fig. 26) och, i UV-ljus, scheelit i skarnet.

Skarnet och dess associerade metaller (volfram och molybden) har brutits på två ställen inom området, nämligen i Yxsjöberg (1i) och vid Sandudden (2j). Från Yxsjöberg har mineralparageneserna mer ingående beskrivits av Lindroth (1922), Magnusson (1940) och Ohlsson (1979); pyroxenen är hedenbergit-diopsid, amfibolen hornblände och granaten grossular-andradit. Skarnparageneserna har bildats mer eller mindre samtidigt med ett antal pegmatitmineral,

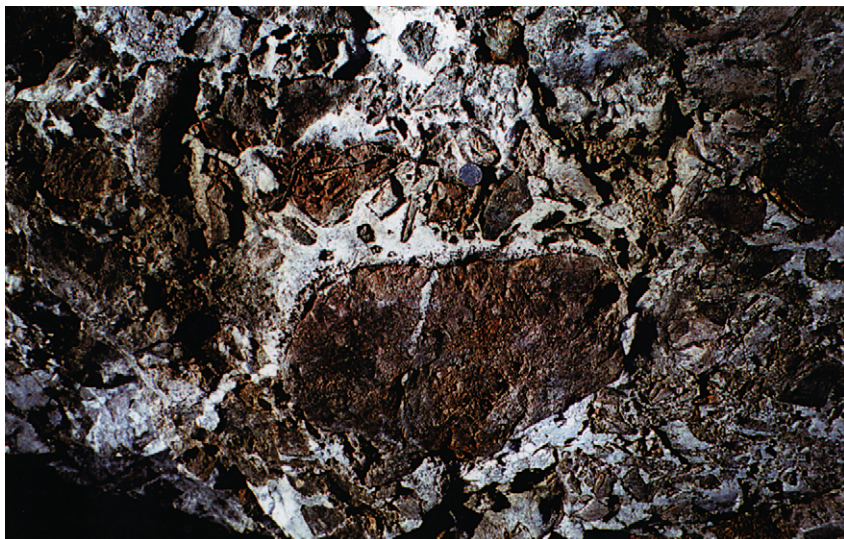


Fig. 25. Delvis mineraliserad kvartsbreccia (St. Smedbergsgruvan, 6651/144460).
Partly mineralized quartz breccia (coin is 25 mm in diam.).

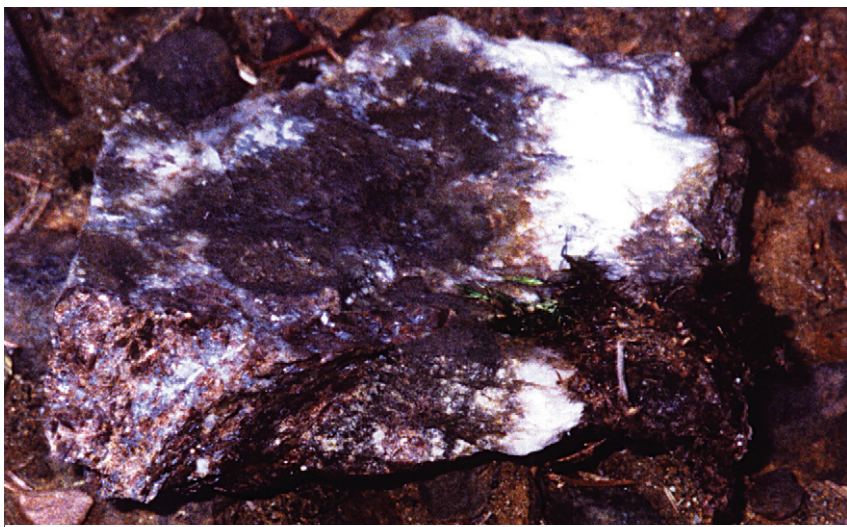


Fig. 26. Molybdenglansförande skarn (Barnfallsgruvorna, 665735/144780; vyn är ca 30 cm bred).
Molybdenite-bearing skarn (view is appr. 300 mm wide).

som kvarts och fältspater, och är således jämnåldriga med de yngre graniterna (Magnusson 1940), vilket också framgår av en titanitdatering på 1789 ± 2 Ma (Romer och Öhlander 1994) från skarnet.

Diabas

(violett färg på kartan)

Diabasgångarnas geografiska utbredning framgår av t.ex. fig. 13.

Diabaserna är antingen gråsvarta, brungråa eller gråa. Exponerade ytor är i allmänhet brunvittrande. Bergarterna är övervägande fin- till medelkorniga (0,1–3 mm) och har ofitisk, jämnkornig eller ögonförande textur.

Lokalt är diabaserna xenolitförande. Gångarna är massformiga och uppvisar kylkontakt mot omgivande berggrund.

Magnetisk susceptibilitet är kring 3000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter), men varierar mellan 2000 och 5000 ($\times 10^{-5}$ SI-enheter).

Modalt består diabaserna av plagioklas, klinopyroxen, sericit, klorit, sulfider, apatit, biotit och ortopyroxen. I mindre mängder förekommer även kvarts, hornblände, olivin, ortit, karbonater, mikroklin, epidot, prehnit, pumpellyit och serpentin. Fördelningen framgår av stapeldiagrammen i fig. 14.

Texturellt är diabaserna lokalt hålrumsförande (karbonatfyllda), granofyriska och plagioklasporfyriska. Plagioklasögonen är 0,5–5 mm stora.

Gångarna stryker huvudsakligen i nordnordvästlig riktning. En observation av en västnordvästligt strykande gång vid Lammitjänen (2i) har gjorts.

”Bollar”, vilka i fält inte självklart kan tolkas som xenoliter (fig. 27), förekommer i den östra kanten av en av de nordnordvästliga gångarna (den över Bonisberget, 3f). Vid mikroskopisk undersökning visar sig bollarna bestå av dominerande sericitiserad plagioklas med granofyriska inneslutningar/avblandningar av kalifältspat. I kornen, lokalt i subkorngränser, finns pyroxen och opaka faser. Bollarna tolkas som xenoliter av TMB-typgranit. Fenomenet gör att man i fält kan korrelera samma gång (inofficiellt kallad Sängen–Mångengången; I. Lundström muntl. med.) åtminstone ner till sjön Saxen i sydöstra hörnet av kartbladet Filipstad SO (se Lundström 1995), dvs. över närmare 80 km längd.

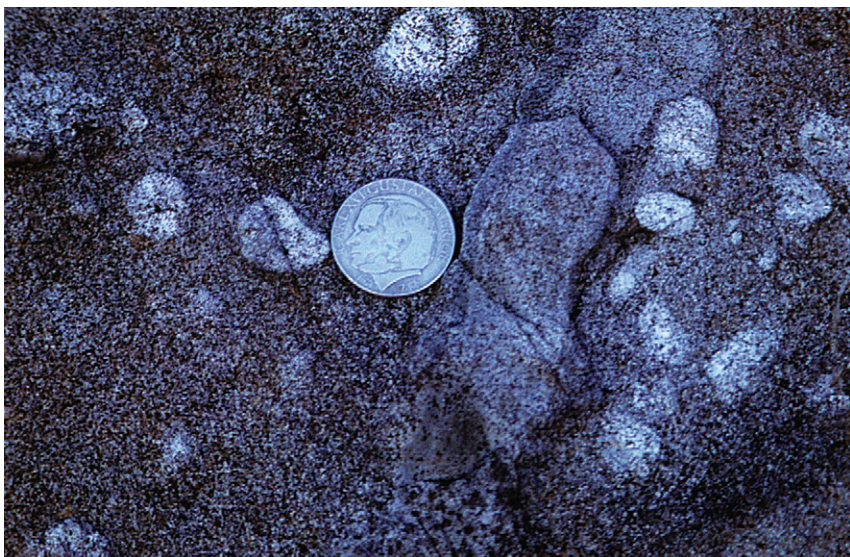


Fig. 27. "Boll"-förande diabas (666530/142780).
Xenolith-bearing dolerite (coin is 25 mm in diam.).

KEMISK SAMMANSÄTTNING (GEOKEMI)

Bergarternas kemiska sammansättning visas tabell 1.

I fig. 28a visas *metavulkaniternas* alkalifördelning enligt Hughes (1973). Som den mineralogiska undersökningen visat, förekommer förutom normala magmatiska sammansättningar också Na- eller K-rika varieteter. Uppdelningen i de senare beror på hydrotermal omvandling (Frietsch 1982; Lagerblad och Gorbatshev 1985) och förekommer huvudsakligen i områden där vulkaniterna avsatts i havsvatten. Områden med alkaliomvandlade vulkaniter förekommer företrädesvis i malmförande områden (Frietsch 1982), och alkaliomvandling är därför ett viktigt och grundläggande kriterium vid prospektering efter järn och basmetaller (koppars, bly och zink).

I fig. 28b åskådliggörs vulkaniternas sammansättning med hjälp av element som endast påverkas lite eller inte alls av hydrotermal omvandling (Winchester och Floyd 1977). Diagrammet kan således användas för att klassificera omvandlade bergarter. Primära kvartsströkorn (se ovan) antyder att vulkaniterna

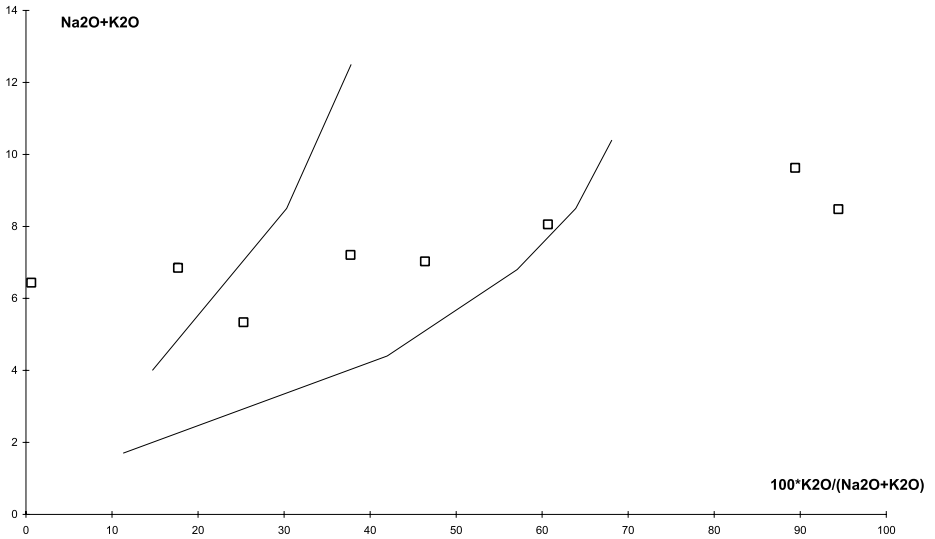


Fig. 28a. Alkalifördelning i metavulkaniterna. Begränsningslinjerna avser normala magmatiska sammansättningar enligt Hughes (1973).

Alkali distribution in the metavolcanic rocks. Discriminant lines denote normal igneous compositions.

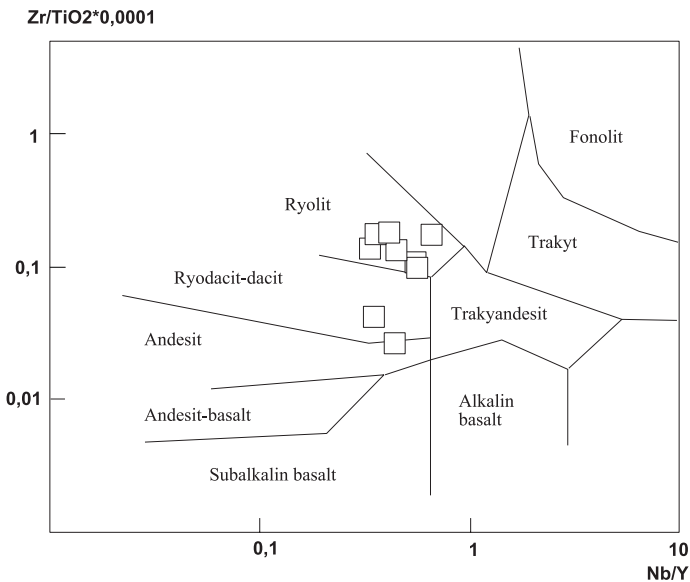


Fig 28b. Vulkaniters sammansättningar enligt Winchester och Floyd (1977).

Volcanic rock compositions.

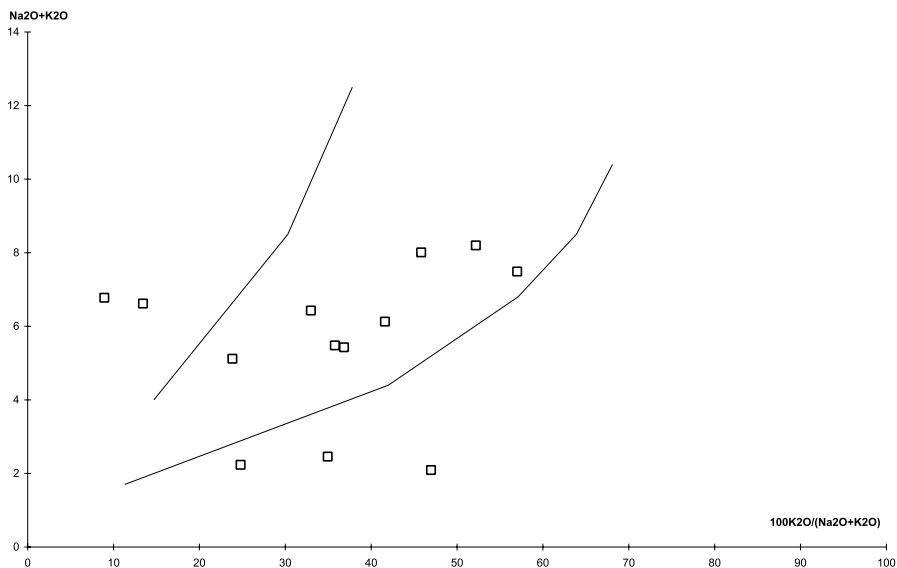


Fig. 29 a. Alkalifördelning i de äldre intrusivbergarterna. Begränsningslinjerna avser normala magmatiska sammansättningar enligt Hughes (1973).

Alkali distribution in older plutonic rocks. Discriminant lines delimit normal igneous compositions.

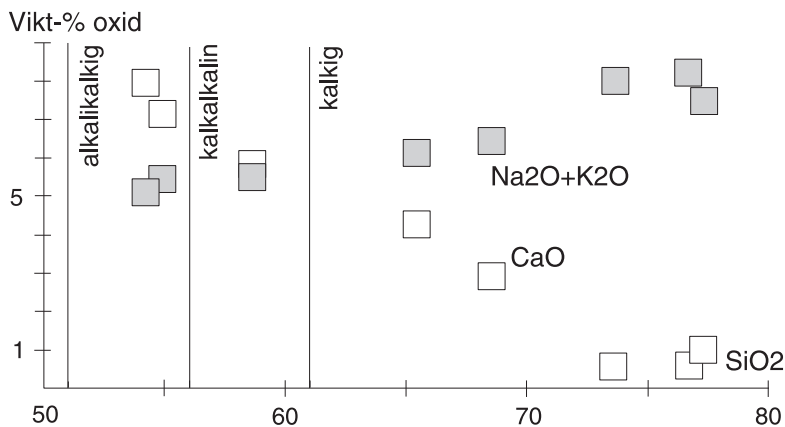


Fig. 29b. Alkali-lime index för äldre intrusivbergarter som har normal alkalisammansättning enl. fig. 29a (Peacock 1931).

Alkali-lime index for older plutonic rocks having normal alkali composition.

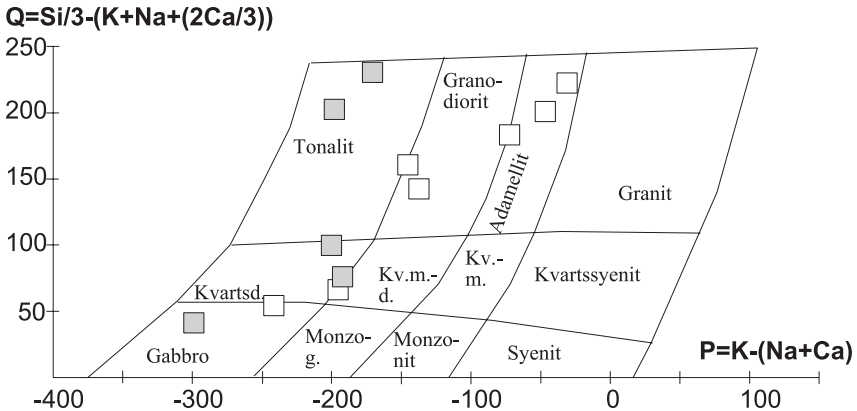


Fig. 29c. Magmatisk bergartsklassificering enligt Debon och LeFort (1983). Ofyllda kvadrater avser äldre intrusivbergarter med normal alkalisammansättning och grå avser alkaliomvandlade enligt fig. 29a. Kvartsd.= kvartsdiorit, monzog.= monzogabbro, kv.m.d.= kvartsmonzodiorit, kv.m.= kvartsmonzonit.

Igneous rock classification scheme. Open squares denote older plutonic rocks having normal alkali composition and grey squares alkali altered rocks.

övervägande är ryoliter och fig. 28b bekräftar detta. Vidare visar diagrammet att vulkaniterna har en subalkalin affinitet. Alltför få prov (se fig. 28a) av oomvandlade ytbergarter finns till hands för att en mer exakt affinitet ska kunna bestämmas, t.ex. i ett Peacock-diagram (1931). I Harker-typdiagram visar sig vulkaniterna som väntat vara comagmatiska med de äldre plutoniterna (jfr. Kresten 1986).

De äldre intrusivbergarternas alkalisammansättning framgår av fig. 29a. Ett relativt stort antal prover, representerande varierande differentiationsgrad, har ur alkalisynpunkt normala magmatiska sammansättningar (Hughes 1973), och har plottats i Peacocks (1931) diagram (fig. 29b). Figuren visar att de äldre intrusivbergarterna (och därmed sannolikt även metavulkaniterna) har en kalkalkalin affinitet. Även fig. 29c visar på en subalkalin karaktär (jfr. fig. 12). Mafiska led har aluminiumhalter som är typiska för både tholeiiter och kalkalkalina bergarter (tabell 1; Wilson 1989).

Harker-typdiagram (inte visat) för både äldre intrusivbergarter och metavulkaniter indikerar att de flesta sällsynta jordartsmetaller och yttrium beter sig kompatibelt. Eftersom nämnda element normalt är inkompatibla i både alkalina och tholeiitiska utvecklingstrender antyder deras kompatibla beteende i

$$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + (2\text{Ca}/3))$$

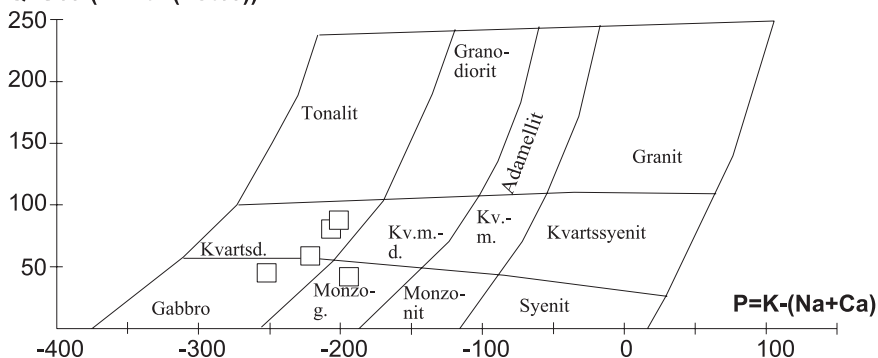


Fig. 30. Klassificering av amfibolitgångar enligt Debon och LeFort (1983).
Classification of amphibolite dykes.

$$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + (2\text{Ca}/3))$$

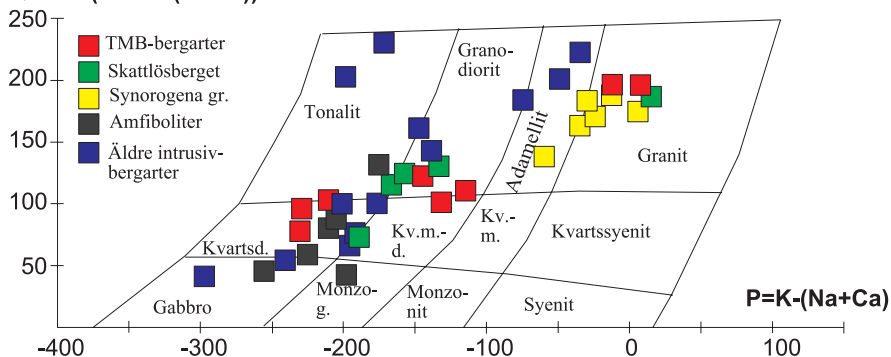


Fig. 31. Klassificering av samtliga intrusiva bergarter utom diabaserna enl. Debon och LeFort (1983).

Classification of all intrusive rocks except the diorites.

dessas bergarter att de är kalkalkalina (MacLean och Barrett 1993). Sannolikt beror det kompatibla beteendet på fraktionering av titanit och apatit.

I QP-diagram (fig. 30 och 31; Debon och LeFort 1983) faller *amfibolitgångarnas* sammansättningar i gabbro- till kvartsdioritfälten i en trend parallell de äldre granitoidernas. Amfiboliterna har Nb/Y-kvoter som subalkalina (tabell

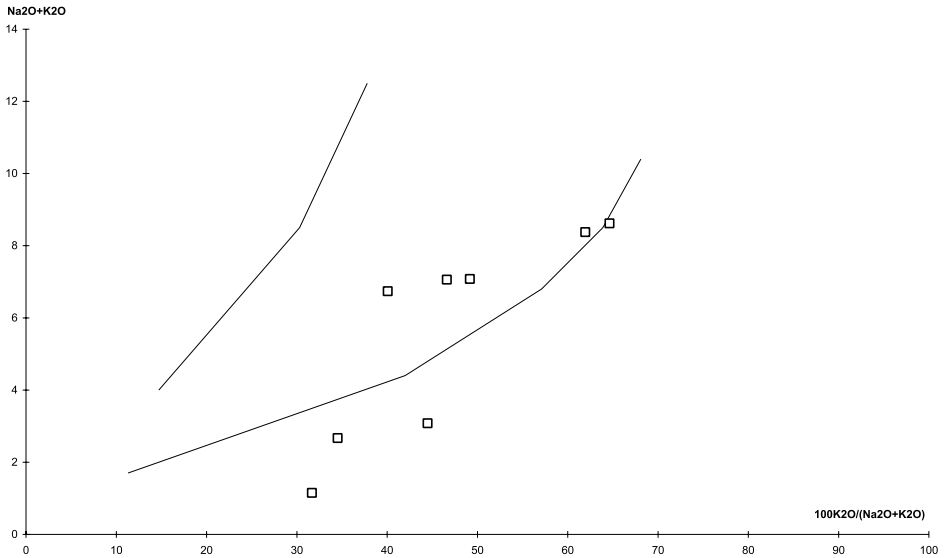


Fig. 32a. TMB-type plutonites plotted in Hughes (1973) diagram.
TIB type plutonic rocks in Hughes (1973) diagram.

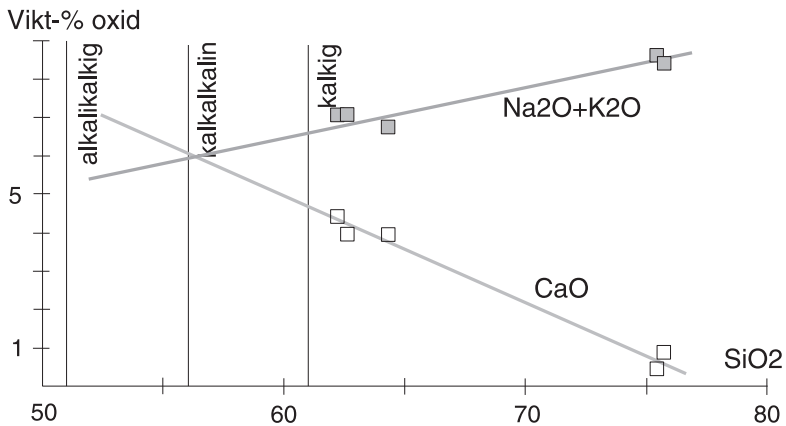


Fig. 32b. Alkali-lime index for the least alkali altered (enl. fig 32a) TMB-plutonites.
Alkali-lime index for the least alkali altered TIB type plutonic rocks.

$$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + (2\text{Ca}/3))$$

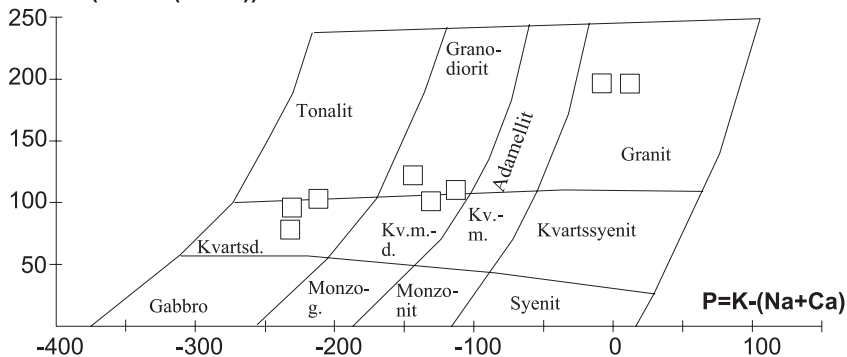


Fig 32c. Klassificering av TMB-typbergarter enl. Debon och Le Fort (1983).
Classification of TIB type plutonic rocks.

$$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

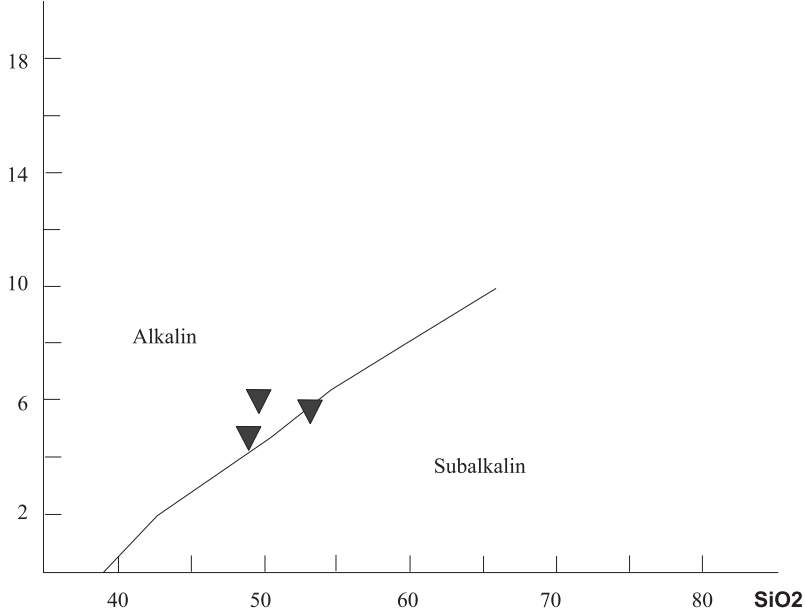


Fig. 33. Alkalin-subalkalin klassificering enl. Irvine och Baragar (1971) för diabaser.
Alkaline-subalkaline discrimination diagram showing dolerite compositions.

1; Winchester och Floyd 1977) och aluminiumhalter som tholeiitiska (tabell 1; Wilson 1989) bergarter. Eftersom amfiboliterna intruderar övervägande felsiska magmatiska bergarter kan man anta att de är kontinentala tholeiiter.

Mg-talet ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) är lågt i amfiboliterna; i genomsnitt är det endast 0,25. Bergarten har således fraktionerat något Mg-rikt mineral och dessutom plagioklas (se avsnittet om petrogenes).

De *synorogena granitoiderna* (inkl. Skattlösbergets bergarter) faller i fig. 31 från tonalit–granodiorit- till granitfälten. Graniter dominerar, men lokalt är bergarterna från Skattlösberget intermediära. Alla intrusiva bergarter utom diabaserna har plottats tillsammans i fig. 31 för jämförelsens skull, och de *synorogena* visar likheter med TMB-typen.

Av tabell 1 framgår det att den surare hälften av de *synorogena* plutoniterna är peraluminösa (enl. $\text{Al}-(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})>0$; Debon och Le Fort 1983). Peraluminositet betraktas som ett tecken på krustalt ursprung (t.ex. Debon och Le Fort 1983). Med detta synsätt har i princip alla bergarter på kartbladet med mer än ca 70 viktsprocent SiO_2 ett sådant ursprung (tabell 1).

De *syn- till postorogena plutoniterna av TMB-typ* visar tecken på alkaliomvandling (fig. 32a), och de tre mest mafiska proverna faller utanför Hughes (1973) normala sammansättning. Övriga prov visar en kalkalkalin till alkalisk karaktär i Peacock-diagrammet (1931; fig. 32b), dvs. de är något mera alkalina än de äldre plutoniterna.

Eftersom ganska få prov föreligger, får bergartsklassificeringen i diagrammet i fig. 32c anses tämligen osäker. Diagrammet visar inte, som den mineralogiska undersökningen (fig. 24), en monzonitisk differentiationstrend.

De enda bergarter i området som visar en alkalin karaktär är *diabaserna* (fig. 33; Irvine och Baragar 1971). Dock plottar ett prov på den subalkalina sidan, och enligt Winchester och Floyd-diagram (1977) är alla tre diabasproverna (tabell 1) subalkalina.

Diabaserna har låga Mg-tal, i genomsnitt 0,29, och måste ha fraktionerat Mg-rika mineral.

Petrogenetiska aspekter

Med petrogenes avses bergartsbildning. Petrogenetiska undersökningar bygger huvudsakligen på bergarternas kemi, speciellt spårelementhalter. Principen är att den kemiska karaktären hos en bergart avspeglar hur den har bildats, utvecklats och omvandlats. Målet med petrogenetiska analyser är att utröna dessa processer.

Magmatiska bergarter kan ur petrogenetisk synpunkt indelas i två huvudgrupper. Den ena är mafiska och den andra felsiska bergarter. Mafiska bergarter bildas i huvudsak genom partiell uppsmältning av manteln. Felsiska bergarter bildas genom utveckling från mafiska eller genom uppsmältning av äldre bergarter. Kombinationer av de två processerna förekommer också. När en magma väl har bildats kan den förändras genom en rad processer, som fraktionering, magmablandning, assimilering av sidoberg och hydrotermal omvandling (se t.ex. Wilson 1989).

Områdets *mafiska bergarter* indelas i äldre mafiska plutoniter, amfiboliter, mafiska TMB-typ plutoniter och diabaser. Indelningen representerar successivt yngre tidsepoker och eventuella kemiska skillnader bör bl.a. spegla de petrogenetiska processernas förändringar med tiden. Kondritnormaliserade (Sun och McDonough 1989) REE-mönster för bergarterna har plottats i fig. 34a–d. I huvudsak visar REE-diagrammen ökande La/Yb-kvoter med tiden. Ökningen beror inte på variationer i differentiationsgrad, eftersom den är oberoende av Mg-talen, se nedan:

Äldre mafiska plutoniter:	Mg-tal 0,57–0,61	La/Yb 1,9
Amfiboliter:	Mg-tal 0,18–0,36	La/Yb 2,4
TMB-typ mafiska plutoniter:	Mg-tal 0,55–0,70	La/Yb 3,6
Diabaser:	Mg-tal 0,25–0,31	La/Yb 8,3

Av sammanställningen framgår att plutoniter och gångbergarter har jämförbara Mg-tal oberoende av ålder. TMB-bergarterna och diabaserna har dock högre La/Yb-kvoter än sina äldre motsvarigheter. Ökningen i La/Yb-kvoter med tiden beror således på lägre uppsmältningsgrad och/eller LREE-anrikning i den del av manteln där de basiska magmorna bildades. Av dessa faktorer bör den första varit mest betydande då bildningen av alla bergarter från vulkaniter till TMB rimligen bör ha urlakat, snarare än anrikat, underliggande mantel på inkompatibla element och samtidigt ökat jordskorpans tjocklek. Den ökade tjockleken ledde till högre tryck och lägre uppsmältningsgrader. Övergången till delvis alkalin karaktär hos diabaserna (ovan; fig. 33) kan också tolkas som att en relativt tjockare jordskorpa förelegat. De relativt höga halterna av tyngre REE hos diabaserna visar att granat inte funnits i manteln vid uppsmältningen (Wilson 1989).

En del av de mafiska bergarterna har negativa Eu-anomalier, vilka kan tyda på att plagioklas fraktionerats. De låga Mg-talen tyder på att bergarterna är differentierade. En primitiv basisk bergart bör ha Mg-tal $\geq 0,68$ (Wilson 1989),

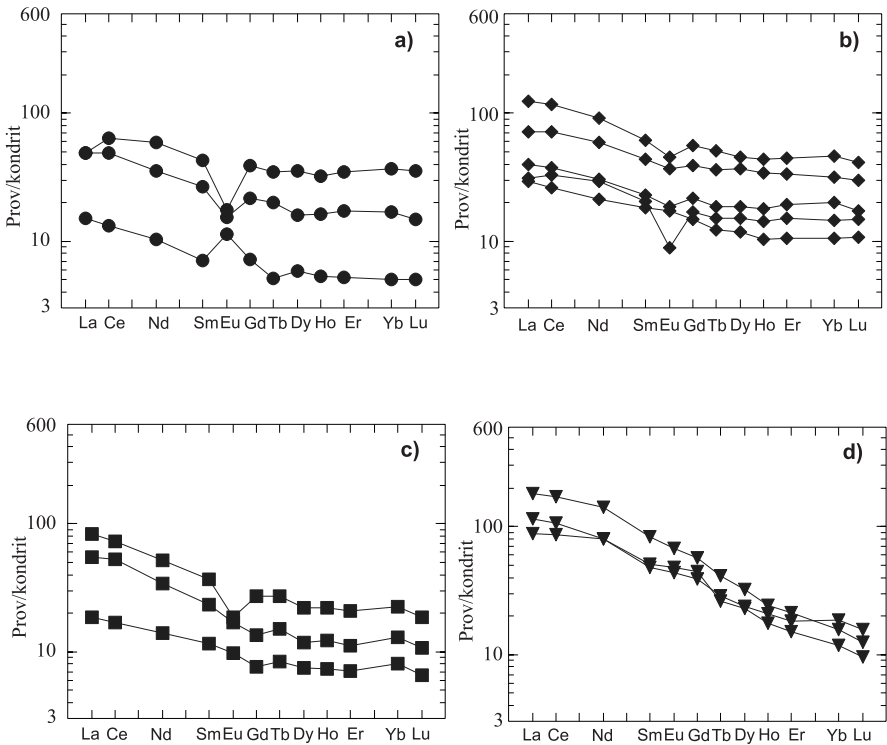


Fig. 34. Kondritnormaliserade (Sun och McDonough 1989) REE-diagram för:

- a) äldre mafiska plutoniter/ *older mafic plutonic rocks*
- b) amfibolitgångar/ *amphibolite dykes*
- c) mafiska TMB-typ plutoniter/ *mafic TIB-type plutonic rocks*
- d) diabasgångar/ *dolerite dykes*

och bara den mest mafiska TMB-bergarten når så högt. Det mest mafiska provet av äldre plutonit (ultramafiskt) visar en positiv Eu-anomali, vilket tyder på en ansamling av plagioklas (fast modalhalten är lägre än 10 procent).

S.k. *spidergram* enl. Thompson m.fl. (1984) för de mafiska bergarterna har plottats i fig. 35a-d. Dessa diagram kan användas på två sätt: dels kan formen på kurvan jämföras med formen på kurvor av bergarter från kända tektoniska miljöer, och dels kan "toppar" och "dalar" i kurvformen ge antydningar om mineral som fraktionerats/ansamlats. Kurvorna från kända tektoniska miljöer baseras på unga bergarter, och är därför eventuellt inte direkt användbara för

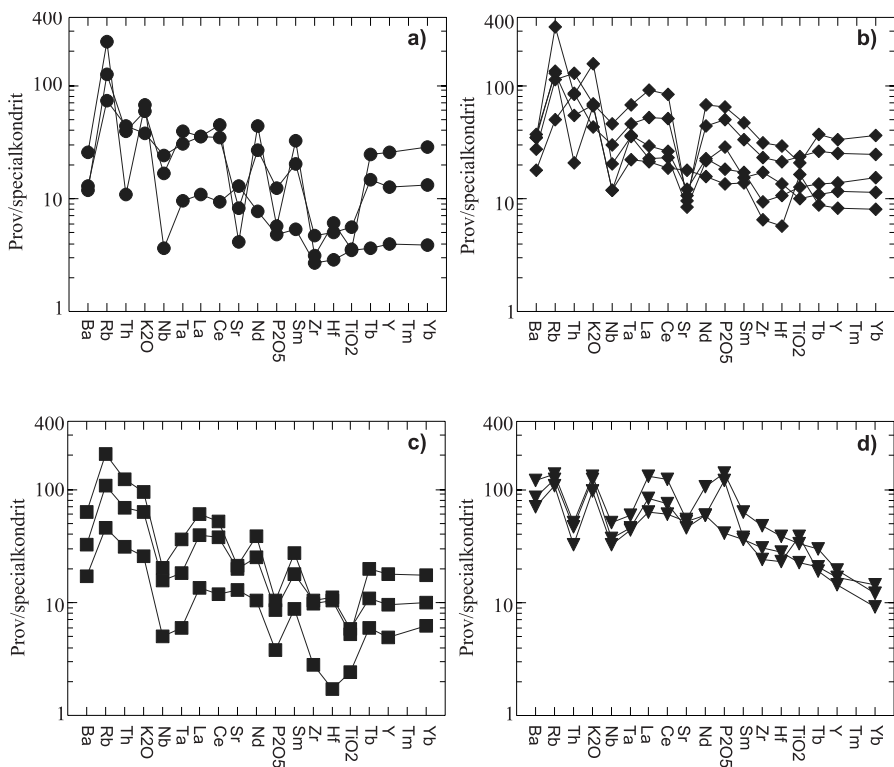
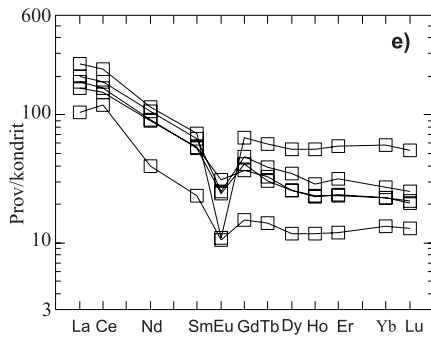
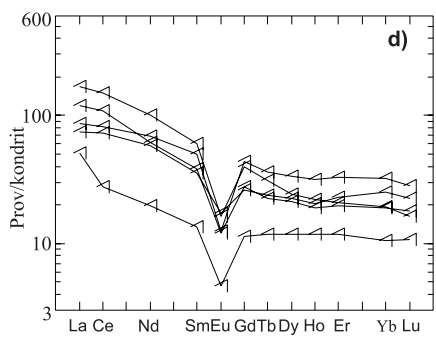
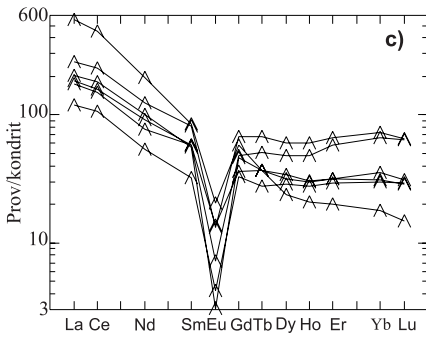
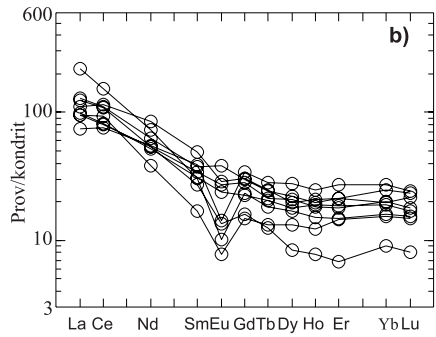
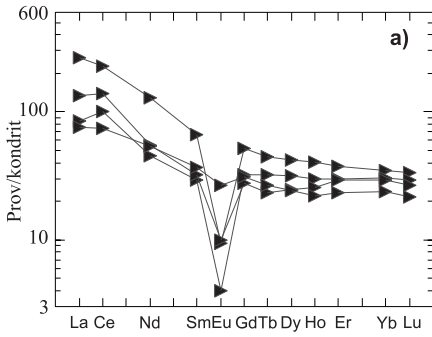


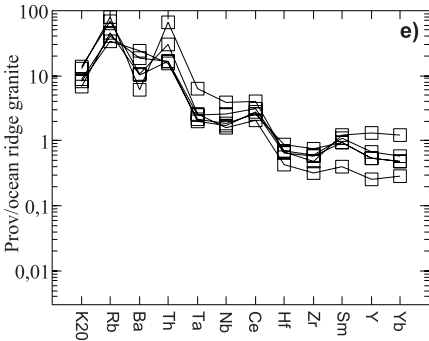
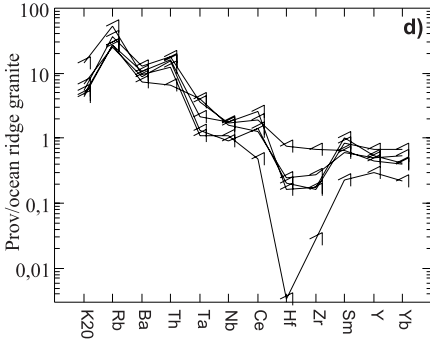
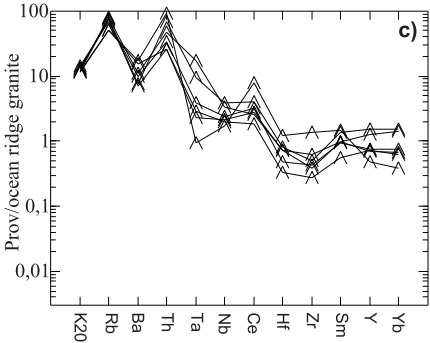
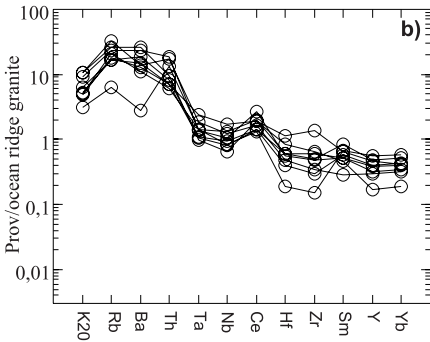
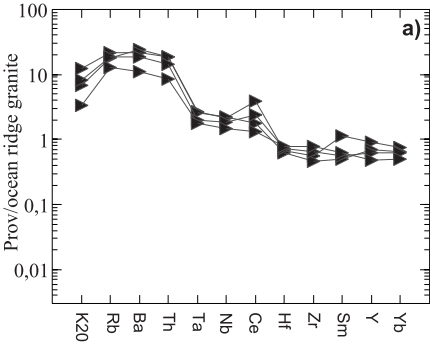
Fig. 35. Spidergram-plott enligt Thompson m.fl. (1984; "specialkondrit" avser att K-, P- och Ti-halter omräknats till oxidform) för:

- a) äldre mafiska plutoniter/ *older mafic plutonic rocks*
- b) amfibolitgångar/ *amphibolite dykes*
- c) mafiska TMB-typ plutoniter/ *mafic TIB-type plutonic rocks*
- d) diabasgångar/ *dolerite dykes*

Fig. 36. Kondritnormaliserade (Sun och McDonough 1989) REE-diagram för:

- a) metavulkaniter/ *metavolcanic rocks*
- b) äldre felsiska plutoniter/ *older felsic plutonic rocks*
- c) synorogena graniter utom Skattlösberget/ *synorogenic granites except those at Skattlösberget*
- d) Skattlösbergets felsiska synorogena plutoniter/ *the synorogenic felsic plutonic rocks at Skattlösberget*
- e) felsiska TMB-typ plutoniter/ *felsic TIB-type plutonic rocks*





mycket gamla bergarter (se t.ex. Pearce m.fl. 1984). Förutom kurvan för diabaser (fig. 35d), som har vissa likheter med de från moderna alkalina basalter, är plottarna för övrigt inte speciellt lika de för moderna bergarter (se t.ex. Wilson 1989). Plotten för äldre mafiska plutoniter (fig. 35a) visar en kurva, som, definierad av Rb, K, (Ta, La), Ce, Nd, Sm, Tb, Y och Yb, visar relativt låga halter av Ba, Th, Nb, Sr, P, Zr, Hf och Ti. Den låga Sr-halten beror på fraktionering av plagioklas (se även fig. 34a). Låga Th- och P_2O_5 -halter beror sannolikt på fraktionering av apatit. Låga Nb-, Zr-, Hf- och TiO_2 -halter beror på fraktionering av något Ti-haltigt mineral som magnetit, rutil, titanit eller biotit. Den låga Ba-halten skulle i det enklaste fallet kunna förklaras av hydrotermal omvandling, men eftersom vare sig Rb eller K visar liknande urlakning beror det snarare på fraktionering av biotit. Om man, trots betänkligheterna ovan, plottar amfiboliternas och diabasernas sammansättningar i diverse tektoniska diskrimineringsdiagram (Nb-Zr-Y, Hf-Th-Ta och Hf-Th-Nb; Meschede 1986; Wood 1980) liknar amfiboliterna *volcanic arc basalts* och diabaserna *within plate tholeiites*.

De felsiska bergarterna utgörs av metavulkaniter, äldre felsiska plutoniter, synorogena graniter, Skattlösbergets plutoniter och felsiska TMB-typ plutoniter, och representerar i stort successivt yngre bildningar. Kondritnormaliserade (Sun och McDonough 1989) REE-diagram av dessa (fig. 36a–e) visar kurvor med relativt enhetlig lutning. La/Yb-kvoterna för respektive bergartstyp är 8,4–10,5–8,2–6,6–8,7, vilket generellt är högre än de i de mafiska bergarterna. De flesta kurvor visar negativa Eu-anomalier och plagioklas har således fraktionerats.

I fig. 37a–e plottas de felsiska bergarterna i *spidergram* enl. Pearce m.fl. (1984). Liksom i de mafiska spidergrammen kan man utläsa tektonisk miljö och/eller fraktioneringshistoria ur dessa. Kurvorna för metavulkaniter och äldre felsiska plutoniter (fig. 37a–b) liknar de för graniter från moderna vulkaniska bälten (Pearce m.fl. 1984). De övriga (fig. 37c–e) liknar dem från graniter i kol-

Fig. 37. Spidergram-plott enligt Pearce m.fl. (1984) för:

- a) metavulkaniter/ *metavolcanic rocks*
- b) äldre felsiska plutoniter/ *older felsic plutonic rocks*
- c) synorogena graniter utom Skattlösbergets/ *synorogenic granites except those at Skattlösberget*
- d) Skattlösbergets felsiska synorogena plutoniter/ *the synorogenic felsic plutonic rocks at Skattlösberget*
- e) felsiska TMB-typ plutoniter/ *felsic TIB-type plutonic rocks*

lisionsmiljöer, dock drar de synorogena graniterna åt *attenuated within-plate-granithållet* (Pearce m.fl. 1984).

Sammanfattningsvis förefaller alltså bergarternas kemi att visa på en med tiden tjockare jordskorpa. Dock var skorpan vid tiden för diabasernas bildning fortfarande för tunn för att otvetydigt alkalina bergarter skulle kunna bildas vid uppsmältning av underliggande mantel. De flesta av de mafiska bergarterna i området har fraktionerat plagioklas, apatit, biotit och Mg-rika mineral, som olivin och pyroxen. De felsiska bergarterna, utom de synorogena graniterna, är troligen differentiat av mafiska. Jämfört med moderna plutoniter liknar majoriteten av områdets bergarter sådana som bildats i en subduktionsrelaterad, magmatisk miljö.

Strukturgeologi

Den huvudsakliga strukturella utvecklingen för bergarterna i området sammanfattas i insättsbilden på berggrundskartan och fig. 38.

De äldsta strukturer som kan observeras definieras av flytstrukturer och lagring i ytbergarterna (S_0). Bergarterna överpräglades av en första deformation (D_1), som visar sig i form av veckning av ytbergarterna och en foliation eller förskiffring (S_1). S_1 är ungefär parallell med S_0 och har bara observerats i vulkaniter. Både S_0 och S_1 är parallella med kontakten mot de äldre granitoiderna och möjligtvis är D_1 relaterad till intrusionerna av dessa. I Yxsjöbergsgruvan (1i) har man observerat att D_1 -veck i ytbergarterna klipps av amfibolitgångar (Ohlsson 1979).

D_1 -strukturen överpräglades av D_2 -deformation. D_2 drabbade ytbergarterna, de äldre intrusivbergarterna och amfibolitgångarna. Framförallt visar sig D_2 som en regionalt penetrativ foliation (S_2 ; fig. 38) i ytbergarterna. Den äldsta struktur som kan identifieras i de äldre intrusivbergarterna är sannolikt S_2 . Dessutom är amfibolitgångar i området kring Yxsjöberg (1i) transponerade parallellt S_2 . Gångarna kan i sina marginaler vara förskiffrade, men visar generellt, liksom de äldre plutoniterna, en medelbrant mot ost till nordost stupande stänglighet (L_2). Relativa rörelseriktningar, som de visas av parasitveck, är dextrala i horisontalplanet och ger tillsammans med stängligheterna "norra sidan ner".

Sannolikt kort efter D_2 , och i samband med den svekokarelska metamorfa kulminationen, drabbades bergarterna av D_3 -deformation (fig. 38). D_3 -strukturer både klipper och klipps av synorogena ådror och gångbergarter. I ådergnej-

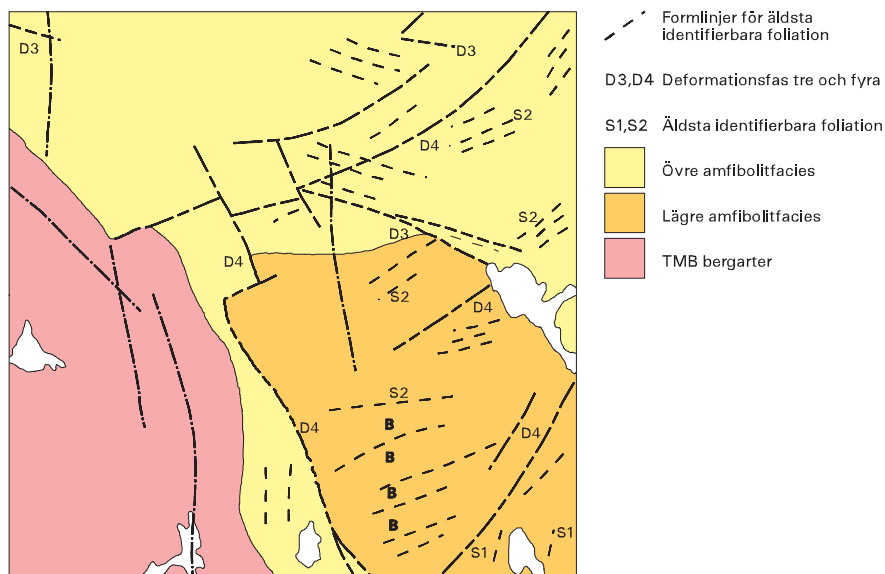


Fig. 38. Schematisk översiktsbild av områdets huvudsakliga strukturella trender och metamorfa zoner.

Schematic representation of the major structural trends and metamorphic zonation of the area.

siga äldre granitoider vid Skattlösberget (4i) är mineralkornen tämligen massformiga och har rekristalliserat efter deformationen. Den termala höjdpunkten var alltså antingen senare eller varade längre än den deformativa, ett faktum som även noterats på andra håll i Mellansverige (S. Bergman muntl. medd. 1996). D₃ visar sig framförallt som en västnordvästligt–ostsydostligt strykande foliation (S₃) i ett område från N. Hörken (2j) till norr om Lammitjärnen (2i). Amfibolitgångarna i detta område blev transponerade parallellt S₃. I området sydost om Skattlösberget (4i) stryker ortognejsernas bandning huvudsakligen i samma riktning som S₃.

Den senaste deformationsfas (D₄) som drabbat bergarterna gav upphov till distinkta mylonit- (fig. 17) till brecciezoner orienterade med nordnordväst–sydsydostliga och nordost–sydvästliga strykningar. Den senare riktningen är alltså lokalt parallell med S₂-foliationen. Zonerna är endast meterbredda och utanför dem syns knappast någon påverkan i berget. Lokalt förekommer dock

en *spaced cleavage* (S_4). Zonerna är brant stupande och i de plastiskt deformerade delarna finns en brant lineation. Relativa rörelser var normala. D_4 drabbade alla bergarter t.o.m. TMB-sviten. Det är oklart om den även drabbade diabaserna. De nordnordväst-sydsydostligt strykande zonerna är parallella svekonorvegiska skjuvzoner längre åt väster och en koppling till dessa kan inte uteslutas.

Omvandlingar

Med omvandlingar avses processer som påverkat bergarterna sedan de avsatts eller bildats (se t.ex. Winkler 1979). De kan delas in i två typer. En är hydrotermal omvandling (metasomatos), se fig. 39. Processen innebär att en lösning reagerar med en bergart och till- och bortför grundämnen. Den andra typen av omvandling är metamorfos. Metamorfos innebär att bergarten förändras genom att den utsätts för (höga) tryck och/eller temperaturer. Dess kemiska sammansättning ändras inte (eller mycket lite). Båda typerna av omvandling har lokalt drabbat bergarterna i det undersökta området.



Fig. 39. Omvandling från röd till vit granitoid (vid V. och Ö. Bastumossarna, 667002 /144205).

Alteration from red to whitish colour in granitoids (snuff box is 70 mm in diam.).

HYDROTHERMALA OMVANDLINGAR

Hydrotermal omvandling identifieras genom att en bergart innehåller atypiska mineral, har anomal kemisk sammansättning och/eller att ingående mineral har ovanlig kemisk sammansättning.

Områdets metavulkaniska bergarter innehåller lokalt albitrik plagioklas samt har alkaliextrem sammansättning (fig. 28a), förhöjd glimmerhalt och förhöjd magnesiumhalt (Tabell 1). Detta tolkas som tecken på omvandling. I anslutning till mineraliseringar bär ytbergarterna spår av omvandling, som därför direkt kan relateras till malmbildningen. Mest iögonfallande är förekomsten av s.k. skarn. Skarnet domineras av mineral som epidot, aktinolit, hornblände, diopsid och granat. Det har sannolikt bildats genom en kombination av processer som sedimentär inblandning av vulkaniskt material och karbonatsten, hydrotermal omvandling och metamorfos (Geijer och Magnusson 1944; Ripa 1996). Förutom skarn- och glimmermineral kan vulkaniterna intill mineraliseringar innehålla cordierit, gedrit och antofyllit (Magnusson 1940), vilka tyder på magnesiumomvandling (Trägårdh 1988; 1991).

De äldre intrusivbergarterna innehåller enstaka blekzoner, vilka lokalt visar sig bero på Na-omvandling (albitisering; se Baker 1985). Alkaliomvandling framgår också av bergarternas kemiska sammansättning (fig. 28a). Större områden av hydrotermalt blekt äldre granitoid förekommer dels söder om Skattlösberget (3h, 3i, 4i) och dels väster om Bredsjön (4g). I dessa områden förekommer synorogena gångbergarter i de äldre granitoiderna. Dessa har lokalt blekts liksom värdbergarten. I de blekta zonerna finns röda, opåverkade fläckar av båda bergartsgenerationerna (fig. 39). Undersökta prover visar inte entydigt på albitisering, utan blekningen tolkas som reduktion av ingående järnoxider. Omvandlingen visar att hydrotermala processer påverkat bergarterna åtminstone till synorogen tid. Ytterligare indikationer på senare hydrotermal omvandling finns i de yngre graniterna i områdets nordvästligare delar (3g, 4g, 4h). Här finns lokala magnetit- och hematitdissemineringar, som mest sannolikt utgör sena impregnationer.

METAMORFA OMVANDLINGAR

Metamorfa omvandlingar kan indelas i tre huvudtyper (Winkler 1979), beroende på om omvandlingen huvudsakligen orsakas av temperatur- eller tryckförändringar. Typerna kallas för kontaktmetamorfos (temperaturförändring), dynamometamorfos (skjuvkrafter) och regionalmetamorfos (tryck- och temperaturförändringar). Samtliga dessa typer kan identifieras i bergarterna inom området.

I det mest lågmetamorfa området (fig. 38) kan man urskilja en lokal kornstorleksförgrövning i metavulkaniterna intill de äldre graniterna (se också Magnusson 1940). Fenomenet beror på kontaktmetamorfos då värme från de senare påverkat ytbergarterna.

Ytbergarterna, de äldre intrusivbergarterna och amfibolitgångarna utsattes under den svekokarelska kulminationen för regionalmetamorfos till amfibolitfacies (vilket i stort motsvarar medelgrad; Winkler 1979). Regionalmetamorfosen i Bergslagen är av högtemperaturs- och lågtryckstyp (Lundqvist 1979), dvs. det är framförallt temperatur och i mindre grad tryck som omvandlat bergarterna, och är karakteristisk för magmatiska områden (*magmatic arcs*; Kerrick 1991). Faktum är att omvandlingen gränsar mot regional kontaktmetamorfos (Andersson m.fl. 1992; Ripa 1994). Den metamorfa graden inom området ökar från söder till norr. I områdets södra delar är bergarterna välbevarade, men innehåller lokalt t.ex. cordierit (Magnusson 1940), vilket är indikatormineral för metamorfos vid lågtemperaturgränsen till medelgrad (Winkler 1979). Amfiboler i metamafiter i detta område består huvudsakligen av hornblände, vilket också tyder på amfibolitfaciesmetamorfos. Längst i norr (vid Skattlösberget, 4i) förekommer ådergnejsbildning och omvandlingen gränsar till höggradig metamorfos. Det finns en klar korrelation mellan metamorf grad och mängden synorogena graniter i det undersökta området, och de mer högmetamorfa bergarterna är rikligt genomsatta av synorogena gångbergarter.

Mineralogiskt påverkades de felsiska magmatiska bergarterna inte särskilt mycket av regionalmetamorfosen; lokalt förekommer dock ökad kornstorlek genom bergarternas rekristallisation, men inga nya mineral bildades. I malmer-nas omgivningar hade dock inblandning av karbonater och hydrotermal omvandling skapat gynnsamma förutsättningar för bildning av nya, metamorfa mineralparageneser, s.k. skarn (se ovan). Även vid omineraliserade kontakter mellan vulkanit och kalksten har en viss, om än begränsad, skarnbildning skett. Vid högre amfibolitfaciesmetamorfos har lokalt kalifältspatögon bildats i de äldre granitoiderna..

Plagioklaskornen i samtliga förekommande bergarter har i varierande grad omvandlats av sericitiserings- och/eller saussuritiseringsprocesser. Processerna har alltså verkat senare än eller samtidigt med diabasernas bildning. Eftersom de i huvudsak drabbar anortitkomponenten i plagioklas (se t.ex. Ferry 1979) innebär de att den relativa albithalten ökar. En ganska måttlig omvandlingsgrad (t.ex. 10–20 volymsprocent) bör innebära att resterande plagioklas är albit i surare magmatiska bergarter. Så är också fallet inom det nu undersökta området; nästan undantagslöst är plagioklasen albit i de felsiska plutoniterna.

I flera fall växer prograd muskovit och epidot (eller epidotgrupppminerar) på de omvandlade fältspaterna. Detta tyder på ytterligare en metamorf fas, vilken måste vara ganska sen i den geologiska utvecklingen. Möjligen kan denna fas korreleras med den regionala och sena begravningsmetamorfos som Nyström och Levi (1980) beskriver, även om graden här verkar vara något högre än deras ”sub-greenschist” facies.

Dynamometamorfos representeras av de skjuvzoner som förekommer i området.

Malmer

Malmbildning är ett komplicerat ämne som det inte finns anledning att fördjupa sig i i detta sammanhang. Den som är intresserad hänvisas till Tegengren (1924), Magnusson (1940), Geijer och Magnusson (1944), Magnusson (1973), Frietsch (1982), Baker och de Groot (1983), Lagerblad och Gorbatshev (1985), Trägårdh (1988, 1991), Bergman (1994), Ripa (1996) och referenser i dessa för information om malmer i Bergslagen. Se även Stanton (1972), Roberts och Sheahan (1988), Sheahan och Cherry (1993) och referenser i dessa för information om malmbildning i allmänhet.

Järn- och sulfidmalmen anses vanligen ha bildats ungefär samtidigt med ytbergarterna. I de löst konsoliderade vulkaniska avlagringarna cirkulerade ett ”grundvatten” baserat på havsvatten. Cirkulationen berodde på att värmen från djupare belägna magmakammare fick vatten att stiga på en del platser, varpå kallare och tyngre vatten sjönk på andra. När havsvattnet hettats upp till en viss temperatur fällde det en del lösta metaller och pH sjönk. Det surare havsvattnet reagerade med och löste ut andra metaller ur omgivande sediment. Metallerna fälldes sedan ut på den dåvarande havsbotten, som sulfider och oxider, till mineraliseringar. Om en mineralisering varit ekonomisk brytvärd kallas den malm.

Volfram- och molybdenmineraliseringarna tros ha bildats i samband med den metamorfa kulminationen. När de synorogena magmorna stelnade avgasades de. Den fluida fasen innehöll metaller, bl.a. volfram och molybden. Metallerna föll ut, som sulfider och volframat, när lösningen träffade omgivande bergarter. Molybden (molybdenglans) föll delvis redan i den egna granitens finkorniga randfacies (Pingstaberg, 1j), medan en del molybden och volfram (molybdenglans och scheelit) föll i kalkstenshorisonter utanför graniterna (Yxsjöbergsfältet, 1i; Sandudden, 2j; S. Barnfallsgruvorna, 1j).

De enskilda fyndigheterna i området har beskrivits av Lindroth (1922), Magnusson och Lundqvist (1932, 1933), Magnusson (1940) och Hjelmqvist (1966). Här kommer därför endast de viktigaste fyndigheterna att kort beskrivas och en del produktionsdata (ur SGUs interna databas) att nämnas.

Den viktigaste järnmalmsfyndigheten bröts i Silkesbergsfältet (2j). Malmen var övervägande associerad med manganrikt skarn. En del s.k. mullmalm lär också ha funnits. Totalt bröts mindre än 60 000 ton malm under åren 1858–1940. Övriga järnmalmsfyndigheter var Brattfors- (0i), Älvhöjds- (0i), Smaltjärns- (1i) och Stora Smedbergssfälten (0i). De senare höll manganfattiga skarnjärnmalmer.

Den viktigaste sulfidfyndigheten var Yxsjöbergsfältet (1i). Innan man upptäckte volframmineraliseringarna bröt man koppar här. Bland övriga sulfidfyndigheter kan nämnas Svepar- och Blybergsgruvorna (Pb-Ag; 0j), Nock- och Kumlagruvorna (Cu-Pb; 0i-j) och Eriksgruvan (Zn-Pb; 1h).

I modern tid har Yxsjöbergsfältet, tillsammans med dagbrottet vid Sandudden (2j), varit de viktigaste malmfyndigheterna. Man bröt volframmineralet scheelit. Vid brytningen togs också flusspat och kopparkis tillvara. Speciellt i Yxsjöberg finns stora mängder flusspat. Produktionssiffrorna för Yxsjöberg är 5,2 miljoner ton malm under åren 1728–1989, varav merparten säkert brutits under modern tid. Cirka en miljon ton malm finns som reserv. För Sandudden saknas uppgifter (möjligen ingår produktionssiffrorna i de för Yxsjöbergsfältet). Malmen transporterades till Yxsjöberg för anrikning.

Nyttosten

Med nyttosten avses dels industrimineral, dvs. mineral som huvudsakligen används för sina kemiska egenskapers skull, och dels byggnadssten, dvs. sten som används för sina mekaniska eller estetiska egenskapers skull. Den senare gruppen omfattar alltså t.ex. fasadsten, gravsten, kantsten och krossberg. Krossberg

kan användas som fyllnad i bärlager i vägar och järnvägar eller som ballast i cement och betong.

INDUSTRIMINERAL

De industrimineral som noterats inom området är karbonater, flusspat, kvarts och kalifältspat. Karbonaterna växlar i sammansättning från kalcit till dolomit. Intill mineraliseringar kan de antagligen dessutom vara Fe- och Mn-haltiga. De flesta karbonatstenshorisonter är tämligen tunna och förorenade med silikater (skarn). Flusspat förekommer framförallt vid Yxsjöberg (1i), men även på andra håll där äldre kalkstens- och järnmalmsstråk omvandlats av lösningar från de synorogena graniterna. Kvarts förekommer som tunna ådror och som brecieringar. Relativt kraftiga breccior eller ådror har noterats strax öster om Ö. Älvhöjden (0i) och vid St. Smedbergsgruvorna (0i). Det intressantaste mineralet inom området torde vara fältspat. I de yngre graniterna finns lokalt kraftiga anrikningar av kalifältspat ("f" på kartan). Anrikningarna förefaller att vara tämligen monomineraliska, men deras utbredning (volym) är okänd.

BYGGNADSSTEN

I denna undersökning har inte bergets sprickighet (antal sprickor/meter) noterats varför bergarternas eventuella värde som byggnadssten får lämnas obesvarad.

Krossberg

Som krossberg torde många av de felsiska magmatiska bergarterna duga. Samtliga massformiga, medel- och jämnkorniga äldre och yngre graniter bör ha stor bärighet och slitstyrka. Som nämnts ovan, kan dock de äldre graniterna vara sulfidförande intill amfibolitgångar, och i vissa områden (0j) är de senare svåra att undvika.

Summary

INTRODUCTION

The rocks of the investigated area are part of the Fennoscandian Shield. The majority of the rocks was formed in connection with the Svecokarelian orogeny at c. 1900–1800 Ma, whereas dolerite dykes were formed at c. 1000–900 Ma.

The area is dominated by fairly coarse-grained, quartz-rich plutonic rocks indicating substantial depths of formation in the crust. Their chemical and mineralogical compositions suggest that the crust had a continental character. Subordinate volcanic rocks, formed on or near the earth's surface, are also present. The subduction-related geology of South America (the Andes) or New Zealand are suggested as more recent analogues.

GEOLOGY

The oldest rocks (c. 1900 Ma) of the investigated area are volcanic in origin. Generally, it is difficult to recognize an internal stratigraphy among these. On the other hand, different styles of emplacement or volcanic facies may be recognized. The facies include subvolcanic intrusions and/or lavas, agglomerates (volcanic breccias) and bedded tuffs. Interlayered with the bedded volcanogenic sediments are local carbonate rock horizons, which suggest subaqueous deposition. The interlayered volcanic-carbonate rock sequences host most mineralisations of the area. The mineralisations are dominated by skarn iron ores, but sulphide and tungsten ores occur as well. The mineralized rocks are variably skarn-altered.

The supracrustal formation was intruded by the so called older plutonic rocks at c. 1890–1850 Ma. The intrusive rocks have chilled margins against the former and occur as dykes in them.

The supracrustal and older plutonic rocks were intruded by mafic dykes. The dykes are in general thin (metre scale), but may locally, for example at Yxsjöberg, occur in great abundance and thus constitute a volumetrically significant part of the rocks. Three generations of dykes can be recognized. They strike east–west to northnortheast–southsouthwest. The dykes are indicative of an extensional tectonic regime at the time. Local sulphide mineralisations occur at contacts between the dykes and the country rocks.

The supracrustal rocks, the older plutonic rocks and the mafic dykes were metamorphosed during the culmination of the Svecokarelian orogeny at c.

1850–1800 Ma. Metamorphism involved deformation and alteration of the rocks, and locally new minerals were formed. In deeper parts of the crust, where temperatures are high, the rocks were partially molten (*anatexis*).

At c. 1800 Ma the rocks of the area were intruded by younger plutonic rocks. The northern parts of the investigated area are dominated by granites considered to be anatectic, of I- to S-type and formed during the Svecokarelian culmination (see above; locally called Malingsbo and Fellingsbro granites). The southwestern part of the investigated area is dominated by a differentiated suite of plutonic rocks belonging to the so called Transscandinavian Igneous Belt (TIB). It is hard to distinguish between TIB-type and the anatectic granites to the east, and the position of their mutual contact is uncertain. Hot, metalliferous fluids emanating from the younger granites formed tungsten (scheelite) deposits at Yxsjöberg and Sandudden.

All the rocks mentioned above are considered to have formed in connection with the Svecokarelian orogeny. At c. 1000–900 Ma they were cross-cut by essentially north–south trending dolerite dykes.

PETROGRAPHY

Supracrustal rocks

The volcanic rocks (yellow on the map) are similar to those of adjacent areas in Bergslagen. They are dominantly rhyolitic in composition, and dacitic rocks are subordinate. In general, they are quartz- or quartz-feldspar-phyric, and less commonly aphyric. Subvolcanic rocks, agglomerates and bedded tuffs have been identified, as well as lavas. The coherent volcanic rocks locally show flow-banding and euhedral phenocrysts. The volcanoclastic rocks show local bedding and varying amounts of clasts. The tuffs are beautifully bedded and locally interbedded with carbonate rocks.

Carbonate rocks vary compositionally from calcitic (-K- on the map) to dolomitic (-D- on the map), and are interbedded with the volcanic rocks. The contacts between the two lithologies are locally skarn-altered (denoted -S- on the map); skarn alteration is most prominent close to mineralisations, whereas unmineralized contacts generally lack skarn.

Older plutonic rocks

The older plutonic rocks vary compositionally from ultramafic to granitic. Field relations suggest that felsic rocks (brown on the map) are relatively younger than mafic (darkgreen on the map). In the southeastern part of the area, the older plutonic rocks are dominantly granitic in composition. To the north, mafic and intermediate rocks are more frequent. Granodiorites and more mafic varieties locally contain enclaves of fine-grained, mafic magmatic rock. The plutonic rocks are in general even- to uneven-grained. Local megacrysts of K-feldspar has been interpreted as porphyroblasts.

Older mafic dykes

(denoted with darkgreen colour, black lines with "A"s or just "A"s on the map)

The older mafic dykes are presently amphibolites. They consist dominantly of hornblende and plagioclase. They have darkgrey to greenish black colour, are fine-grained and generally aphyric. Compositionally, they should be classified as quartz diorites to gabbros, but local higher quartz contents give tonalitic compositions. In amphibolites of the southeasternmost part of the area, primary pyroxene is preserved.

Younger plutonic rocks

(different shades of red and lightgreen colours on the map)

The younger plutonic rocks can be grouped into two basically contemporaneous, but genetically different types. One, which dominates in the eastern and northern parts of the area, is considered to have formed through *anatexis* of older rocks of the crust during the culmination of the Svecokarelian orogeny. The other type, which belong to the TIB, dominates in the southwestern part of the area. The TIB-type plutonic rocks constitute a differentiated suite formed towards the end of the Svecokarelian orogenic cycle. The presence of mafic and ultramafic varieties (lightgreen colour on the map) suggest a significant input from the mantle during formation of the TIB.

The anatectic granites. These form a heterogenous group of more or less xenolith-bearing rocks. Richely xenolith-bearing, even-grained granites of so called Malingsbo-type form one end of the spectrum. The xenoliths consist of fragments of the igneous country rocks. At the other end of the spectrum, are even-grained to microcline-phyric granites of so called Stockholm-, Enkullen-

or Fellingsbro-types. Aplites, pegmatites and granitic veins in the older country rocks are included in this group.

TIB-type rocks. These are dominated by grey, even-grained to phenocryst-bearing and enclave-bearing quartzmonzonites to monzonites dated at c. 1786 Ma. The phenocrysts consist of microcline and are locally rimmed with plagioclase (rapakivi texture). Subordinate gabbroic, ultramafic, dioritic, tonalitic and granitic varieties occur. Similar to the older intrusive suite of rocks, felsic rocks are relatively younger than more mafic. As stated above, TIB-type granites are hard to differentiate from the anatectic granites.

Dolerite

(violet colour on the map)

Approximately north–south striking dolerite dykes occur in the area. Outcrops are scarce, but dyke distribution is evident from the aeromagnetic map. The dykes have variable widths, from a few to almost a hundred metres. The rocks are black, fine-grained and show local ophitic texture. A characteristic feature of one of the westernmost dykes, is the presence of centimetre-size feldspar-dominated xenoliths in the eastern margin.

ALTERATIONS

Hydrothermal alteration

(diagonally striped colours on the map)

Hydrothermal alteration affected the rocks in several places. The largest area of altered rocks is situated a few kilometres to the south of the village of Skattlösberget (4i). Here, both older intrusive rocks and synorogenic dykes were spot-wise to penetratively bleached to white or greyish white from originally red in colour. Similar alteration occurred in an area west of lake Bredsjön. Between these two areas, local magnetite and hematite mineralisations occur in younger granites. In the metavolcanic rocks, relatively high mica contents are local signs of alteration. Skarn associated with sulphide and iron mineralisations is interpreted to have formed through combined metasomatic and metamorphic processes, whereas skarn associated with tungsten mineralisations are suggested to be formed by hydrothermal alteration of carbonate rock horizons in conjunction with the intrusion of the synorogenic granites.

Metamorphism

The metamorphic grade varies from lower to higher amphibolite facies within the area (see schematic inset map, fig. 38). The least altered rocks are situated in the southeasternmost part. Towards north and west the grade increases, and at Skattlösberget rocks may be referred to as veined gneisses.

STRUCTURAL GEOLOGY

The major structural trends are summarized on the schematical inset map. The oldest structures are bedding (S_0) and tectonic foliation (S_1) in the metavolcanic rocks. The planar structures dip almost vertically and seem to parallel contacts to the older intrusive rocks. The area, however, is dominated by a penetrative foliation (S_2) with east–westerly to northeast–southwesterly strike directions. Amphibolite dykes in the Yxsjöberg area are parallel to S_2 , and it is probable that they were transposed. At lake Norra Hörken, a local zone of penetratively foliated (S_3) rocks occur at almost right angles to S_2 . S_2 and S_3 were cut by discrete shear zones which locally are plastic and gave rise to a youngest tectonic foliation (S_4). S_4 zones strike sub-parallel to S_2 and in north-northwest–southsoutheast. Lineations within the zones are mainly vertical and CS-fabrics suggest normal faulting.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineralisations

Several small and a few larger prospects and mines occur in the area. At present, no mine is in operation.

Iron ore. A large number of mine workings and small prospects are present in the area. The largest mine was the Silkesberg ore field which carried mangiferous skarn iron ore. Other skarn mineralisations were manganese-poor.

Sulphide ore. The major sulphide ore deposit of the area is Yxsjöberg - today more known because of its scheelite mineralisation (see below). During mainly the 19th century, copper was mined at Yxsjöberg. Other sulphide mineralisations occur at the Blyberg and Svepar ore field (Pb-Ag), the Nock and Kumla ore field (Cu-Pb) and the Eriksgruvan mine (Zn-Pb).

Tungsten ore. The major (which were mined) tungsten deposits are the scheelite mineralisations at Yxsjöberg and Sandudden.

Molybdenite mineralisation. Molybdenite occur as porphyry-style mineralisations in the synorogenic Pingstaberg granite and in a pegmatite at Sandudden. Minor occurrences exist in iron ore skarn at the Barnfallet ore field and at Yxsjöberg.

Industrial minerals

There are some abandoned quarries for lime- or dolostone in the area. At Yxsjöberg and Sandudden fluorite mineralisations occur. Quartz veins of varying widths are present throughout the area. In the younger granites are local concentrations of microcline ("f" on the map).

Filling materials

The older granites of the southeastern part of the area and some of the more equigranular, younger granites could be used as filling in road constructions and concrete.

(Further information may be obtained from the figure and photo captions.)

LITTERATURLISTA

- Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A. & Christoffersson, H., 1996: Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology* 91, 979–1008.
- Andersson, U.B., Larsson, L. & Wikström, A., 1992: Charnockites, pyroxene granulites, and garnet-cordierite gneisses at a boundary between Early Svecofennian rocks and Småland-Värmland granitoids, Karlskoga, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114, 1–15.
- Baker, J.H., 1985: Rare earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. *Mineralogical Magazine* 49, 107–115.
- Baker, J.H. & de Groot, P.A., 1983: Proterozoic seawater-felsic volcanics interaction W. Bergslagen, Sweden. Evidence for high REE mobility and implications for 1.8 Ga seawater compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82, 119–130.
- Bergman, T., 1994: *Geology and origin of Early Svecofennian gold-bearing base metal skarn ores of Bergslagen, Sweden*. Licentiatavhandling, Stockholms universitet.
- Björk, L., 1986: Beskrivning till berggrundskartan Filipstad NV. *Sveriges geologiska undersökning Af* 147.
- Boekschoten, G.J., Van der Raad, A.C., Kenter, J.A.M. & Reymer, J.J.G., 1988: Note on mid-Proterozoic stromatolite limestone south of Grythyttan, Bergslagen, Sweden. *Geologie en Mijnbouw* 67, 467–469.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V., 1988: *Volcanic Successions*. Unwin Hyman, London.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences* 73, 135–149.
- Ferry, J.M., 1979: Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, U.S.A. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 125–139.
- Frietsch, R., 1982: Alkali metasomatism in the ore-bearing metavolcanics of central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C* 791.

- Geijer, P. & Magnusson, N.H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. *Sveriges geologiska undersökning Ca 35*.
- Hjelmqvist, S., 1966: Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 40*.
- Hughes, C.J., 1973: Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine* 6, 513–527.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Ivarsson, C. & Johansson, Å., 1995: U-Pb zircon dating of Stockholm granite at Frescati. *GFF* 117, 67–68.
- Kerrick, D.M., 1991: Overview of contact metamorphism. I Kerrick D.M. (ed.): *Reviews in mineralogy* 26. Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Kresten, P., 1986: Geochemistry and tectonic setting of metavolcanics and granitoids from the Falun area, south central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 107, 275–285.
- Lagerblad, B. & Gorbatshev, R., 1985: Hydrothermal alteration as a control of regional geochemistry and ore formation in the central Baltic Shield. *Geologische Rundschau* 74, 33–49.
- Larsson, S.Å. & Berglund, J., 1992: A chronological subdivision of the Transscandinavian Igneous Belt – three magmatic episodes? *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114, 459–461.
- Lindroth, G.T., 1922: Studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 44, 19–123.
- Lundström, I., 1995: Beskrivning till berggrundskartorna Filipstad SO och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 177*, 185.
- Lundström, I., Allen, R.L., Persson, P.O. & Ripa, M., in prep.: Stratigraphies and depositional ages of Svecofennian, Paleoproterozoic metavolcanic rocks in E. Svealand and Bergslagen, south central Sweden. *Submitted to GFF*.
- MacLean, W.H. & Barrett, T.J., 1993: Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48, 109–133.
- Magnusson, N.H., 1940: Ljusnarsbergs malmtrakt. Berggrund och malmfyndigheter. *Sveriges geologiska undersökning Ca 30*.
- Magnusson, N.H., 1973: *Malm i Sverige, vol. 1: mellersta och södra Sverige*. Almqvist och Wiksell, Stockholm.

- Magnusson, N.H. & Lundqvist, G., 1932: Beskrivning till kartbladet Nya Kopparberget. *Sveriges geologiska undersökning Aa 175*.
- Magnusson, N.H. och Lundqvist, G., 1933: Beskrivning till kartbladet Grängesberg. *Sveriges geologiska undersökning Aa 177*.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993: *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania, Hobart.
- Nisca, D.H., 1980: Flygmagnetiska och petrofysiska interpretationer. Kartbladen 12 E Sävsnäs SO, 12 F Ludvika SV, SO. *Geofysisk rapport, Sveriges geologiska undersökning, ID-nr 8019*.
- Nyström, J.O. & Levi, B., 1980: Pumpellyite-bearing Precambrian rocks and post-Svecokarelian regional metamorphism in central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 37–39.
- Ohlsson, L.G., 1979: Tungsten occurrences in central Sweden. *Economic Geology* 74, 1012–1034.
- Peacock, M.A., 1931: Classification of igneous rock series. *Journal of Geology* 39, 54–67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Persson, L., 1993: The U-Pb zircon age of the Sala "granite" of south-central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 823*, 32–35.
- Persson, P.O. & Ripa, M., 1993: U-Pb zircon dating of a Järna-type granite in western Bergslagen, south-central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 823*, 41–44.
- Ripa, M., 1988: Geochemistry of wall-rock alteration and of mixed volcanic-exhalative facies at the Proterozoic Stollberg Fe-Pb-Zn-Mn(-Ag) deposit, Bergslagen, Sweden. *Geologie en Mijnbouw* 67, 443–457.
- Ripa, M., 1994: The mineral chemistry of hydrothermally altered and metamorphosed wall-rocks at the Stollberg Fe-Pb-Zn-Mn(-Ag) deposit, Bergslagen, Sweden. *Mineralium Deposita* 29, 180–188.
- Ripa, M., 1995: Berggrunden på kartbladet 11G Västerås NO. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 79.
- Ripa, M. 1996: *The Stollberg ore field - petrography, lithogeochemistry, mineral chemistry, and ore formation*. Doktorsavhandling, Lunds universitet.
- Ripa, M. och Persson, P.O. 1997: The U-Pb zircon age of the Sala-Vänge granite at Sala, south central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 830*, 57–62.

- Roberts, R.G. & Sheahan, P.A. (eds.), 1988: *Ore Deposit Models*. Geological Association of Canada.
- Romer, R.L. & Öhlander, B., 1994: U-Pb age of the Yxsjöberg tungsten-skarn deposit, Sweden. *GFF* 116, 161–166.
- Sheahan, P.A. & Cherry, M.E. (eds.), 1993: *Ore Deposit Models. Volume 2*. Geological Association of Canada.
- Stanton, R.L., 1972: *Ore Petrology*. McGraw-Hill.
- Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12, 1–33.
- Strömberg, A.G.B., 1988: Berggrundskartan 12F Ludvika SV. *Sveriges geologiska undersökning Af* 158.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *I* Magmatism in the ocean basins. *Geological Society special publication* 42, 313–345.
- Sundius, N., 1923: Grythyttfältets geologi. *Sveriges geologiska undersökning C* 312.
- Tegengren, F., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 17.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J., 1984: An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 310, 549–590.
- Trägårdh, J., 1988: Cordierite-mica-quartz schists in a Proterozoic volcanic iron ore-bearing terrain, Riddarhyttan area, Bergslagen, Sweden. *Geologie en Mijnbouw* 67, 397–409.
- Trägårdh, J., 1991: Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from Mg-chlorite- to cordierite-rich rocks. *Ore Geology Reviews* 6, 485–497.
- Valbracht, P.J., 1991: Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, central Sweden, II. Nd and Sr isotopic variations and implications from Sm-Nd systematics for the Svecofennian sub-continental mantle. *Precambrian Research* 52, 215–230.
- Wahlgren, C.H., Bergman, S., Lundström, I. & Stephens, M.B., 1996: Appendix. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 84.
- White, A.J.R. & Chappel, B.W., 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7–22.

- Wikström, A., 1981: Metodik och bergartsindelning. I Persson, L., Bruun, Å. och Dahlman, B.: *Beskrivning till berggrundskartan Linköping SV. Sveriges geologiska undersökning Af 132*.
- Wilson, M., 1989: *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Winkler, H.G.F., 1979: *The Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5th ed. Springer-Verlag
- Åberg, G., Bollmark, B., Björk, L. & Wiklander, U., 1983: Radiometric dating of the Horrsjö granite, south central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 105, 78–81

Tabell 1. Bergarternas kemiska sammansättning. Huvudelement i viktsprocent, spårelement i ppm. IDNR avser provnummer. N- och O-koord avser nord- och ostkoordinat enligt RN. Prov som är peraluminösa enl. $Al/(K+Na+2Ca)>0$ har Al_2O_3 -halten kursiverad.

The chemical composition of the rocks of the area. Peraluminous samples have italicized Al_2O_3 contents.

	Metavulkaniter								
IDNR	R90:48	R91:11	R91:20	R91:23	R91:27	R91:29	R91:30	R91:42	R138B
N-koord	665225	666388	666273	666074	665985	665861	665885	666500	666492
O-koord	144620	144426	144089	144456	144213	144062	144134	144541	144811
Bergart/typ									
SiO ₂	77,6	74,7	79,4	78,5	78,7	78,0	76,1	61,0	66,8
Al ₂ O ₃	<i>12,1</i>	10,6	<i>11,9</i>	<i>11,6</i>	<i>11,5</i>	<i>12,2</i>	<i>12,0</i>	13,5	<i>13,0</i>
CaO	0,759	3,090	0,535	0,234	0,312	0,276	0,124	4,180	0,693
Fe ₂ O ₃	1,74	1,62	0,67	1,26	1,56	1,36	1,79	9,84	10,60
K ₂ O	2,72	8,01	4,89	3,26	1,21	0,04	8,61	1,35	1,21
MgO	0,48	0,42	0,15	1,09	1,26	1,68	0,30	2,76	1,37
MnO	0,0080	0,0678	0,0060	0,0050	0,0160	0,0129	0,0070	0,1770	0,0180
Na ₂ O	4,49	0,47	3,17	3,77	5,69	6,40	1,02	3,99	5,64
P ₂ O ₅	0,0199	0,0295	0,0200		0,0199		0,0299	0,2360	0,2100
TiO ₂	0,135	0,156	0,117	0,120	0,089	0,105	0,134	1,010	0,755
Oxidsumma	100,1	99,2	100,9	99,9	100,3	100,1	100,2	98,1	100,3
LOI	0,3	1,8	0,2	0,7	0,3	0,9	0,4	1,6	0,1
Ba	1210	935	1100	937	181	7	1650	555	245
Be	3,14		2,71	2,35	2,55	2,08	1,26	2,25	2,30
Co								39,5	
Cr		26,9	20,9	31,4	29,9	17,7	15,1	31,7	35,0
Cu	7,31	7,20	10,50				7,19	262,00	
Ga	23,2	13,5	21,0	23,3	16,3	20,7	16,1	19,7	25,1
Hf	6,08	4,73	5,67	6,59	4,08	6,23	5,79	6,97	8,85
Mo	0,460	0,817	0,685				0,842	1,050	0,840
Nb	21,8	12,1	22,0	18,1	11,2	16,7	16,3	15,0	18,1
Ni			6,58		14,00		8,14	55,40	7,07
Rb	71,4	315,0	88,0	74,0	49,1	4,5	139,0	51,4	68,8
Sc								20,90	10,80
Sn	7,45	5,42	6,97	6,80	4,72	7,05	5,92	6,90	5,90
Sr	62,9	23,4	35,6	28,5	26,0	17,2	20,9	138,0	22,1
Ta	1,89	1,12	1,79	1,38	1,03	1,25	1,96	1,24	1,45
Th	15,10	12,90	14,90	11,40	9,16	11,00	15,10	6,90	8,91
U	6,08	3,30	3,22	3,22	3,56	2,92	4,21	2,45	3,60
V						7,18		171,00	68,50
W	0,512	0,878	0,349	1,360	0,474	0,498	1,580	1,590	3,060
Y	64,7	21,3	48,9	43,9	31,3	25,2	29,4	33,9	51,9
Zn	15,70	20,90	11,80	3,36	15,90	12,60	7,73	110,00	21,60
Zr	193	155	157	218	156	192	137	265	313
La	63,1	72,8	20,1	31,6	29,6	1,9	29,6	18,1	34,9
Ce	138,0	155,0	61,7	84,8	65,1	5,5	66,9	45,4	80,6
Nd	59,8	60,3	21,2	25,6	29,4	3,5	25,5	25,1	39,6
Sm	10,10	9,37	4,51	4,95	5,40	1,01	5,21	5,66	8,29
Eu	0,54	0,92	0,23	0,58	0,59	0,26	0,53	1,55	2,12
Gd	10,60	7,27	6,59	5,73	6,17	1,95	4,09	6,40	9,06
Tb	1,66	0,82	1,20	0,88	0,87	0,43	0,73	1,00	1,33
Dy	10,70	4,44	8,05	6,31	5,42	3,64	4,98	6,16	8,88
Ho	2,31	0,82	1,68	1,46	1,12	0,84	1,03	1,25	1,76
Er	6,19	2,12	4,98	4,88	3,27	3,12	3,22	3,87	5,87
Yb	5,95	2,79	5,16	4,99	3,75	3,72	4,02	4,05	5,56
Lu	0,848	0,402	0,742	0,676	0,490	0,490	0,533	0,548	0,838

Tab. 1 forts

Tab. 1, cont.

Äldre intrusivbergarter

R287A	B90:8	R253B	R253A	R255B	R90:49B	R90:49A	R91:34	R91:18	B90:5A	B90:5B
666534	665001	667282	667282	667314	665483	665483	665532	666104	665246	665246
143940	143797	144190	144185	144231	144733	144733	144658	144584	143792	143792
Gabbro	Mafit	Gabbro	Kv.dio.	Kv.dio.	Kv.dio.	Gra.dio.	Gra.dio.	Gra.dio.	Granit	Granit
45,2	50,2	50,8	54,2	54,9	58,6	65,4	73,6	78,8	68,5	77,3
16,0	8,5	9,5	16,0	16,7	15,5	14,5	13,0	11,1	14,2	11,5
9,920	14,400	9,390	7,940	7,140	5,840	4,260	0,578	0,284	2,920	1,010
9,69	10,60	11,20	11,30	9,30	8,98	5,69	2,79	1,73	5,81	2,21
0,98	0,55	0,86	1,22	2,00	1,96	2,55	3,67	0,89	2,12	4,27
13,40	12,60	13,30	4,58	4,00	2,92	1,44	0,83	1,37	0,76	0,07
0,2030	0,2050	0,2850	0,1730	0,1500	0,1570	0,0918	0,0338	0,0130	0,1030	0,0150
1,11	1,68	1,60	3,90	3,43	3,52	3,58	4,34	5,73	4,31	3,22
0,0487	0,1290	0,0592	0,1190	0,3660	0,1480	0,0987	0,0496	0,0200	0,1190	
0,356	0,577	0,371	0,762	1,090	0,768	0,525	0,308	0,167	0,583	0,136
97	99,4	97,4	100,2	99,1	98,4	98,1	99,2	100	99,4	99,7
2,7	1,1	1,3	0,5	1	1,1	1,3	0,7	0,2	0,5	0,3
176	89	81	139	554	642	916	1160	87	741	1290
		2,00	2,54	2,64	1,46	1,50		2,13	1,80	1,56
63,6	47,3	38,1	26,7	28,3	19,6	10,4	8,8			9,3
911,0	775,0	1110,0		39,1	26,5	21,5	45,3	16,3	36,7	81,0
29,20	9,32	34,20	46,50	69,20	27,90	20,70	21,70	19,60	14,50	17,30
13,3	26,4	16,8	22,2	26,9	23,4	21,9	15,6	21,6	25,4	22,0
0,58	1,01	1,22	1,68	5,41	3,66	5,51	4,96	12,50	10,40	7,47
0,440	1,680	0,479	0,499	0,965	1,620	0,273	0,807	0,881	3,810	1,130
1,3	8,4	5,9	8,4	13,2	8,1	9,5	10,7	35,6	17,0	6,6
313,00	215,00	181,00	18,40	22,10	8,93	9,06	11,50	6,10		20,10
84,8	25,4	43,4	25,1	84,1	72,7	67,7	92,0	59,8	67,4	106,0
28,10	60,60	52,50	26,00	18,20	22,90	11,00	5,13		8,01	
6,34	7,38	9,59	7,93	7,32	7,47	5,05	4,44	5,81	3,62	3,44
152,0	96,9	49,3	285,0	473,0	272,0	264,0	62,1	18,1	235,0	100,0
0,19	0,61	0,79	1,00	0,98	0,74	0,77	0,96	2,86	1,65	0,69
0,46	1,84	1,65	10,80	4,82	5,75	6,61	15,00	19,80	5,64	7,72
0,29	0,55	0,85	2,95	3,21	2,03	2,40	8,84	8,84	1,68	2,08
152,00	226,00	200,00	332,00	187,00	167,00	88,10	27,50	6,06	28,10	
0,520	1,960	0,598	0,325	0,599	1,380	1,060	0,720	0,586	0,769	0,771
7,9	25,2	50,9	39,2	33,6	28,3	27,2	22,3	55,4	32,1	11,8
104,00	73,10	114,00	73,40	106,00	55,50	38,80	17,30	32,70	47,50	10,40
19	32	21	52	171	99	204	163	351	460	219
3,6	11,7	11,6	17,5	26,2	22,7	23,4	51,6	19,4	30,4	29,2
8,2	30,2	39,0	46,4	70,0	49,0	50,3	93,2	44,3	67,2	66,7
4,8	16,7	27,4	25,5	40,0	25,0	24,2	34,2	19,8	29,5	25,0
1,08	4,08	6,58	6,02	7,53	5,21	4,71	4,63	4,39	5,79	4,19
0,66	0,89	1,01	0,82	1,66	1,57	1,38	0,59	0,78	2,20	0,78
1,48	4,41	7,97	7,07	6,27	5,75	4,61	4,79	5,27	6,09	3,30
0,19	0,76	1,29	1,06	0,92	0,79	0,76	0,68	1,19	0,90	0,46
1,49	4,06	8,99	6,99	4,97	5,29	4,52	4,32	9,10	5,58	2,12
0,30	0,93	1,82	1,41	1,17	1,04	1,08	0,86	1,98	1,12	0,44
0,86	2,83	5,79	4,46	3,51	2,97	3,10	2,47	7,10	3,55	1,13
0,86	2,88	6,24	4,65	4,18	3,39	3,22	2,73	8,57	3,38	1,53
0,128	0,375	0,905	0,618	0,597	0,454	0,429	0,388	1,260	0,551	0,205

Tab. 1 forts

Tab. 1, cont.

Amfibolitgångar						Synorogena plutoniter					
R91:35	R91:10	R90:42	R91:19	R91:39	R91:13	R91:25	R283A	R284A	S1	S40	R91:37
665502	666332	665116	666104	665794	666388	665911	666630	666557	666547	666843	665845
144634	144426	144682	144584	144572	144426	144289	143759	143850	144364	144103	144859
Granit	Granit						Gra.dio.	Gra.dio.	Granit	Granit	Granit
76,7	76,2	49,0	51,5	50,7	53,1	53,3	74,8	67,6	73,7	68,7	73,6
12,4	12,1	13,5	12,8	12,1	13,7	12,4	13,1	14,7	12,9	13,5	13,5
0,586	0,687	8,920	7,880	7,930	6,860	6,630	0,674	2,290	0,645	2,080	0,487
1,66	1,32	16,10	16,90	17,90	11,50	16,80	1,44	4,70	1,96	4,56	1,66
4,28	0,61	0,95	0,98	0,62	2,24	1,00	5,23	4,55	5,84	4,68	5,19
0,16	1,64	6,13	4,43	3,67	5,79	3,28	0,15	0,86	0,26	0,78	0,18
0,0140	0,0208	0,2130	0,2430	0,1560	0,1950	0,2210	0,0349	0,0816	0,0428	0,0405	0,0149
3,92	6,17	2,69	2,81	3,98	3,82	3,35	3,34	3,49	3,18	2,91	3,78
	0,0496	0,1390	0,1890	0,5190	0,2960	0,6680	0,0399	0,1490	0,0497	0,1480	0,0299
0,140	0,295	1,690	1,310	2,430	1,020	2,140	0,098	0,522	0,157	0,517	0,111
99,8	99,1	99,4	99,1	100,1	98,6	99,8	98,9	99	98,7	97,9	98,5
0,3	0,9	0,9	0,5	0,2	1,2	0,3	0,4	0,5	0,6	1,1	0,5
694	75	238	256	123	240	189	359	774	502	857	555
1,53				1,88	1,19	2,01	2,99	2,70	4,48	2,87	6,38
	7,8	41,9	52,8	39,5	32,9	29,4		6,5		6,5	
	38,1	23,3	58,0	57,2	196,0	64,8	31,0	29,7	15,4	19,9	12,6
21,10	11,90	28,10	74,10	43,20	19,30	40,90	24,10	20,50	11,90	14,90	10,70
17,7	27,3	24,4	23,3	26,2	22,5	27,2	21,9	23,6	23,3	30,4	47,2
4,34	7,30	1,14	2,13	4,25	2,70	5,89	2,97	6,52	4,39	11,20	6,51
0,874	0,699		0,895	0,435	0,591	1,340	0,524	6,870	0,476		1,420
12,2	21,6	4,1	4,1	10,4	7,1	16,1	19,5	21,5	23,5	16,9	33,3
	15,90	14,70	35,60	29,20	73,10	29,40	7,10	11,80		11,20	
131,0	34,7	46,8	45,0	17,6	115,0	39,6	299,0	201,0	277,0	206,0	314,0
	5,10	49,60	48,50	43,10	33,90	35,20		6,95	2,38	2,78	
6,41	3,20	2,61	4,10	6,17	4,99	5,38	8,13	7,55	8,83	3,53	8,20
55,0	42,7	210,0	143,0	125,0	98,5	113,0	53,4	196,0	50,9	121,0	53,6
1,30	1,80	0,44	0,72	0,91	0,70	1,36	2,04	1,64	2,70	0,65	12,30
13,80	9,82	0,86	2,27	3,56	3,51	5,42	20,70	20,90	27,20	74,40	37,40
2,99	3,72	0,32	1,23	1,52	1,58	2,03	10,60	5,21	6,34	8,27	32,90
		674,00	508,00	372,00	209,00	198,00		55,00	9,01	35,40	
1,010	2,390	0,368	1,070	0,959	1,390	1,670	0,463	0,427	0,614	1,140	1,540
20,4	81,5	16,4	27,3	49,8	23,2	66,1	51,1	48,5	52,9	33,9	88,8
14,50	13,60	73,30	96,50	55,40	63,20	80,20	26,60	66,30	37,60	49,00	13,40
118	285	45	64	156	117	213	94	212	149	462	131
22,6	133,0	6,9	9,5	17,0	7,4	29,6	28,4	43,4	47,8	131,0	41,1
57,1	305,0	16,1	22,8	43,6	20,1	71,6	64,9	96,4	111,0	274,0	91,3
17,9	131,0	9,8	14,1	27,7	13,6	42,5	25,0	43,1	46,8	91,7	36,0
2,60	20,60	2,79	3,48	6,72	3,13	9,41	4,98	8,83	8,57	13,10	8,92
0,45	2,28	1,00	1,08	2,12	0,52	2,64	0,25	0,80	0,18	1,18	0,42
3,07	17,50	3,05	4,47	8,05	3,47	11,40	6,75	7,42	9,49	11,90	9,95
0,49	2,31	0,46	0,70	1,35	0,56	1,90	1,04	1,38	1,39	1,38	1,92
3,33	12,50	3,02	4,73	9,40	3,83	11,60	7,32	8,09	8,66	6,09	12,30
0,70	2,54	0,58	1,01	1,92	0,81	2,46	1,56	1,69	1,73	1,17	2,70
2,42	7,37	1,75	3,22	5,58	2,48	7,41	4,82	5,27	5,26	3,31	9,60
2,60	7,52	1,78	3,39	5,42	2,49	7,91	5,08	5,30	5,98	3,03	11,30
0,374	1,080	0,275	0,437	0,764	0,376	1,040	0,746	0,725	0,792	0,378	1,620

Tab. 1 forts

Tab. 1, cont.

Syn- till postorogena plutoniter										
R91:45	R236A	R228A	R228B	R264A	R234A	A91:8	B90:3	B90:11	B91:24	A91:1
666420	667474	667440	667424	667463	667451	666478	665200	665143	665850	665911
144902	144294	144169	144179	143962	144114	142544	143575	143439	143462	142687
Granit	Kv.dio.	Gra.dio.	Kv.dio.	Gra.dio.	Granit	Mafit	Mafit	Järna	Järna	Järna
73,3	54,4	58,8	59,8	62,8	74,0	53,9	48,8	53,2	62,2	62,6
12,9	17,7	17,2	10,5	16,5	12,8	9,9	6,6	12,2	16,4	16,1
0,825	6,620	4,860	7,380	4,330	0,631	11,500	11,900	9,760	4,410	3,960
2,49	9,06	7,22	8,07	6,65	1,61	9,25	9,80	9,70	6,35	5,74
4,77	1,87	1,74	2,67	2,20	5,82	1,37	0,37	0,92	3,29	3,48
0,21	2,74	2,29	7,39	1,69	0,31	11,20	20,30	10,70	1,87	2,32
0,0468	0,1820	0,1320	0,1440	0,1280	0,0249	0,1970	0,1840	0,1740	0,1060	0,1090
3,49	3,42	3,60	1,77	3,90	2,88	1,71	0,79	1,75	3,77	3,60
0,0597	0,5840	0,5980	0,0297	0,3090	0,0299	0,1090	0,0394	0,0883	0,2690	0,2370
0,199	1,680	1,080	0,380	0,771	0,091	0,537	0,250	0,597	0,861	0,711
98,3	98,2	97,6	98,1	99,3	98,1	99,6	99	99,1	99,5	98,9
0,5	1	2	1,1	0,4	0,5	1,3	1,4	1,9	0,5	1,2
375	371	538	445	641	469	437	118	225	1210	937
6,84	2,50	2,49	1,76	2,30	1,67	1,44			2,52	2,74
	13,7	12,5	35,5	8,4		40,4	76,0	47,8	14,7	14,1
14,8	11,8	20,5	514,0	21,5	28,1	454,0	1610,0	511,0	29,5	54,7
15,70	24,50	34,00	60,10	19,50	12,60	23,80	79,10	57,50	24,90	30,10
46,3	28,6	29,8	17,9	27,8	18,7	36,6	22,8	31,8	55,4	51,6
7,35	2,21	1,48	1,83	6,84	0,03	2,09	0,34	2,20	7,92	5,89
1,690	0,953	1,040	1,680	3,440	0,399	0,842	0,823	0,976	2,400	1,540
39,3	15,9	17,7	9,2	17,1	10,8	7,1	1,8	5,5	18,3	17,3
8,95	9,93	10,80	61,30	7,25	6,81	118,00	295,00	109,00	13,30	19,20
303,0	109,0	107,0	101,0	148,0	215,0	72,3	16,1	37,7	133,0	161,0
	13,60	9,82	34,40	7,75		52,20	43,10	39,30	7,81	8,29
13,30	4,35	4,29	3,95	4,67	2,35	3,71	1,33	1,90	5,03	4,10
43,8	593,0	392,0	195,0	386,0	67,9	249,0	151,0	235,0	451,0	425,0
6,78	2,82	1,49	0,91	2,56	0,78	0,72	0,12	0,36	1,51	1,41
55,30	5,20	12,60	12,30	14,50	9,88	5,17	1,31	2,86	12,20	13,10
36,10	4,54	6,09	4,34	3,88	8,34	1,57	0,59	0,70	6,74	4,03
9,71	120,00	116,00	192,00	68,60		170,00	132,00	232,00	78,30	79,10
0,858	1,370	1,320	0,736	0,840	0,522	0,467	0,411	0,235	1,610	1,040
108,0	34,4	37,7	47,4	31,6	20,4	35,3	9,9	19,2	37,4	38,2
65,30	103,00	103,00	86,00	99,20	22,10	118,00	69,60	97,60	95,80	95,90
167	92	60	55	225	10	66	19	71	253	201
61,3	17,6	39,5	20,6	28,1	12,0	19,7	4,4	12,9	38,3	42,7
141,0	45,0	91,3	49,9	66,4	16,9	45,0	10,3	32,3	91,2	98,9
58,3	27,3	47,2	32,4	28,8	9,3	24,4	6,5	15,8	41,7	42,8
12,50	5,45	9,16	7,57	5,81	2,06	5,60	1,77	3,60	8,62	8,34
0,77	1,00	0,95	0,73	0,70	0,27	1,08	0,57	0,99	1,81	1,41
13,90	5,40	8,09	9,01	5,73	2,35	5,61	1,57	2,79	7,55	8,46
2,53	0,90	1,17	1,36	0,84	0,44	1,02	0,31	0,57	1,22	1,14
15,40	5,76	6,22	8,55	5,35	2,98	5,59	1,90	3,01	6,49	6,50
3,43	1,15	1,24	1,78	1,08	0,67	1,26	0,42	0,69	1,30	1,31
10,90	3,78	3,42	5,41	3,23	1,95	3,48	1,18	1,86	3,92	3,87
12,30	4,25	3,27	5,45	3,20	1,78	3,86	1,36	2,21	3,83	3,79
1,660	0,574	0,417	0,711	0,459	0,273	0,477	0,165	0,275	0,535	0,521

Tab. 1 forts

Tab. 1, cont.

Diabaser				
A91:7	B90:36	R91:8	B90:30	B90:23
666318		666480	665048	665506
142504		144327	142604	143122
Siljan	Siljan			
75,4	75,7	48,9	49,7	53,2
13,0	13,0	16,0	16,5	16,2
0,462	0,882	7,160	7,380	6,430
1,93	1,94	12,60	12,80	11,60
5,57	5,19	1,39	1,91	1,76
0,40	0,29	4,98	3,77	4,57
0,0288	0,0388	0,1570	0,1520	0,1700
3,05	3,19	3,31	4,02	3,81
0,0597	0,0497	1,2500	1,4500	0,4280
0,235	0,178	3,970	3,450	2,310
100,2	100,4	99,7	101,1	100,4
0,6	0,6	1,2		0,4
539	299	483	836	588
2,30	5,80		1,47	1,32
		46,5	39,0	37,0
37,4	37,6	61,8	65,8	44,0
13,80	7,01	21,20	24,80	21,00
45,7	41,0	29,2	33,5	31,7
3,89	5,99	4,57	7,72	5,61
2,150	3,100	0,517	1,450	1,180
16,1	39,0	11,3	18,0	12,9
11,50	5,94	63,80	45,20	44,60
277,0	316,0	37,4	47,6	43,2
		14,50	11,30	15,50
3,91	11,70	4,68	5,10	4,81
125,0	59,9	615,0	635,0	536,0
1,83	4,48	0,87	1,18	0,92
24,60	53,30	1,35	2,16	1,98
2,84	16,50	0,40	0,76	0,72
11,60	6,92	180,00	171,00	155,00
2,530	1,750	0,144	0,261	0,231
17,6	91,6	28,6	38,4	33,3
30,80	27,90	132,00	161,00	131,00
109	162	166	324	210
24,9	59,2	20,8	43,1	27,1
72,6	139,0	52,5	105,0	64,8
18,6	53,6	37,5	66,3	37,5
3,58	11,00	7,72	12,70	7,33
0,61	0,64	2,77	3,94	2,55
3,11	13,70	9,12	11,70	7,96
0,54	2,20	0,99	1,54	1,08
2,97	13,80	5,83	8,27	6,00
0,67	3,06	0,99	1,38	1,17
1,99	9,48	2,49	3,51	3,05
2,27	9,84	2,02	2,66	3,14
0,330	1,330	0,245	0,315	0,398

